UNIVERSITATEA PETROL – GAZE PLOIEŞTI

M. V. BATISTATU

ANALIZA CANTITATIVĂ A BAZINELOR SEDIMENTARE

PLOIEŞTI
2000

REFERENŢI ŞTIINŢIFICI:

Prof.dr.ing. I. MĂLUREANU
Conf.dr.ing. D. PRODAN

Editura UNIVERSITĂŢII "PETROL-GAZE" PLOIEŞTI

PREFAŢĂ

Ştiinţele geologice, parte integrantă a ştiinţelor naturii, au cunoscut, în ultimele decenii, progrese semnificative. Acestea au fost posibile datorită îmbogăţirii tot mai rapide a materialului faptic (date experimentale, de observaţie, din activităţi economice), perfecţionării tehnologiilor de analiză şi prelucrare a datelor şi nu în ultimul rând interpretării informaţiilor cu ajutorul sistemelor moderne de calcul care permit elaborarea unor modele tot mai performante capabile să se apropie de realitatea fenomenelor şi proceselor geologice, de evoluţia acestora in timp.

Multitudinea datelor şi posibilităţile tot mai sofisticate de prelucrare şi interpretare ale acestora au dus pe de o parte la studiul din ce în ce mai aprofundat al anumitor procese/fenomene geologice şi pe de altă parte la delimitarea tot mai strictă a domeniilor de cercetare. În aceste condiţii există riscul formării unor specialişti cu un spectru de activitate excesiv de specializat şi care sa nu mai poată percepe fenomenele geologice în întreaga lor complexitate şi interdependenţă sau, intr-o exprimare mai puţin ştiinţifică, " să nu mai vadă pădurea din cauza copacilor ".

Corelarea şi interpretarea informaţiilor geologice, implică existenţa unor discipline cu caracter sumativ care să permită urmărirea, înţelegerea şi estimarea evoluţiei unităţilor geologice majore ce alcătuiesc crusta şi/sau globul terestru.

Prezenta lucrare îşi propune abordarea, unui domeniu de sinteză a cunoştinţelor legate de formarea, caracterizarea şi modelarea evoluţiei bazinelor sedimentare, unităţi geologice majore, ce acoperă mai bine de 2/3 din suprafaţa globului terestru.

Cursul fiind adresat în primul rând studenţilor din ultimul an al secţiei de geologia petrolului cuprinde mai multe părţi distincte, fiecare dintre ele încercând să prezinte o sinteza a problematicii abordate.

Astfel, în prima parte sunt prezentate principalele tipuri de bazine sedimentare, caracteristicile morfologice, structurale si depoziţionale ale acestora.

Secţiunea mediană abordează un domeniu relativ nou, mai puţin familiar geologilor români de petrol şi anume analiza cantitativă a evoluţiei bazinelor sedimentare şi principiile modelării acestora.

În ultima parte sunt tratate aspecte legate de relaţiile dintre evoluţia

bazinelor sedimentare și procesele de generare și acumulare a hidrocarburilor.

Având în vedere generozitatea scopului propus, respectiv multitudinea obiectivelor urmărite, fiecare dintre ele necesitând expunerea unui bogat material informațional, a fost necesară o prezentare sintetică a problemelor legate de evoluția bazinelor sedimentare.

Această abordare își propune în primul rând schițarea unui "algoritm" cât mai apropiat de realitatea fenomenelor și proceselor geologice, evident perfectibil, care să ghideze pe cei interesați spre studiul detaliat, aprofundat, al problematicii atât de complexe legate de bazinele sedimentare privite ca sisteme deschise, în continuă transformare și interacțiune cu factorii de mediu (interni și externi) de care sunt condiționate și pe care îi influențează.

Lucrarea poartă, cum era și firesc, amprenta experienței și modului de gândire al autorului ei, astfel că anumite modele propuse pot să nu concorde în totalitate cu opiniile și doleanțele celui ce o studiază și care, dispunând și de resurse informaționale mai bogate și/sau mai recente, poate aduce îmbunătățiri modului de abordare și modelelor prezentate de autor.

În încheiere doresc să reiterez faptul că această carte nu reprezintă decât un prim pas în studiul cantitativ al evoluției bazinelor sedimentare.

Autorul

CUPRINS

CAPITOLUL 1. TIPURI DE BAZINE SEDIMENTARE

1.1. INTRODUCERE

Bazinele de sedimentare sunt zone ale suprafeței terestre care au cunoscut în evoluția lor geologică, perioade îndelungate de timp, procese de subsidență însoțite de formarea unor depozite sedimentare, conservate integral sau parțial până în prezent. Dacă vom considera bazinele de sedimentare ca depresiuni ale crustei terestre, cu sedimente mai groase de 1 km, se poate observa că acestea acoperă aproximativ 70% din suprafața Pământului.

Conform acestei definiții, lanțurile orogenetice cutate, care includ în constituția lor și depozite sedimentare, nu sunt considerate, în prezent, bazine de sedimentare; sunt incluse însă zonele stabile din interiorul continentelor și regiunilor înconjurătoare care nu au fost afectate substanțial de procesele de riftare sau subducție adiacente.

Forma bazinelor, în funcție de modul în care au luat naștere, este variată: aproximativ circulară, alungită, neregulată. Mărimea suprafeței bazinelor de sedimentare este de asemenea extrem de variată de la câteva mii la milioane de kilometri pătrați.

În funcție de statutul actual se pot diferenția:

- bazine sedimentare active (care încă acumulează sedimente);
- bazine sedimentare puțin deformate (inactive) care păstrează mai mult sau mai puțin forma inițială și umplutura sedimentară;
- bazine sedimentare puternic deformate descompletate (erodate) datorită evenimentelor tectonice la care au fost supuse.

În ultimii ani au fost făcute progrese semnificative în modelarea bazinelor sedimentare, ceea ce a dus la o mai bună înțelegere a proceselor ce guvernează apariția și evoluția acestora. Aceste modele se bazează, în principal, pe descifrarea mecanismelor proceselor termice mecanice și chimice ce au loc la nivelul litosferei terestre. Acțiunea concertată a factorilor mai sus menționați se concretizează în apariția și evoluția unor tipuri de bazine sedimentare extrem de variate pe suprafața globului terestru.

1.2. CLASIFICAREA BAZINELOR SEDIMENTARE

Fiecărui tip de bazin sedimentar îi corespund faciesuri - litofaciesuri caracteristice cît şi procese tectonice specifice. Acestea la rândul lor au constituit criterii de clasificare pentru cei care se ocupă cu studiul bazinelor sedimentare. Astfel, cele mai importante criterii de clasificare sunt:

- forma şi mărimea suprafeţei;
- încadrarea bazinelor în raport cu plăcile tectonice;
- procesele de ordin general (litosferice) care guvernează evoluţia bazinului;
- caracteristicile litofaciale;
- condiţiile paleogeografice ce caracterizează mediul depoziţional şi suprafeţele adiacente acestuia, evoluţia acestora pe durata existenţei bazinului;
- condiţiile climaterice existente la nivelul bazinului în timpul evoluţiei acestuia

În cele ce urmează vor fi prezentate mai multe sisteme de clasificare a bazinelor sedimentare, plecându-se de la acţiunea combinată a factorilor mai sus menţionaţi şi efectul acestora.

1.2.1. BAZINE DE SEDIMENTARE ŞI TECTONICA PLĂCILOR

O clasificare cât mai corectă a tipurilor de bazine sedimentare, este necesar să realizeze o concordanţă între caracterizarea acestora şi teoriile moderne referitoare la evoluţia crustei terestre, respectiv la tectonica globală.

Diferiţi autori au sintetizat cunoştinţele referitoare la interacţiunea dintre tectonica plăcilor şi procesele de sedimentare, propunând diferite sisteme de clasificare ale bazinelor de sedimentare (Dickinson, 1974; Kingston et al, 1983; Miall, 1984; Mitchel şi Reading, 1986; Klein, 1987, 1991; Perrodon 1988; ş.a.). Deşi identice din punct de vedere al fundamentului conceptual, aceste sisteme de clasificare diferă între ele prin criteriile şi termenii folosiţi, ceea ce face dificilă generalizarea unuia sau altuia dintre sisteme.

În continuare vor fi trecute în revistă unele dintre cele mai cunoscute sisteme de clasificare.

Astfel Dickinson (1974) identifică, în funcţie de poziţia bazinelor în raport cu morfostructura plăcilor litosferice, 5 tipuri principale de bazine şi anume:

1. Bazine oceanice

2. Margini continentale riftate
3. Sisteme arc-fosă
4. Centuri de sutură
5. Bazine intercontinentale

Bally şi Snelson (1980) definesc trei grupe de bazine sedimentare (tabelul 1.1), şi anume:

1. Bazine situate în zone cu litosferă rigidă, relativ nedeformată, neasociată megasuturilor;
2. Bazine situate pe litosferă rigidă, relativ nedeformată, asociată cu megasuturi, dar la exteriorul acestora (bazine perisuturale);
3. Bazine suprajacente zonelor de megasuturi (bazine episuturale).

Megasuturile sunt definite ca zone care includ toate produsele activităţii orogenetice şi magmatice asociate, cu deformări predominant compresionale. Limitele megasuturilor sunt asociate cu subducţie (tip B - Benioff sau tip A - Ampferer) sau falii transformante (Dinu 1995).

Tabelul 1.1 Clasificarea bazinelor după Bally şi Snelson (1980)

1. Bazine localizate pe litosfera rigidă, neasociată cu formarea megasuturilor.
- 1.1. Legate de formarea crustei oceanice
  - 1.1.1. Rifturi
  - 1.1.2. Bazine asociate faliilor transformante oceanice
  - 1.1.3. Câmpii abisale oceanice
  - 1.1.4. Margini pasive de tip Atlantic (self, taluz, rise) cu crustă oceanică sau continentală subţiată
    - 1.1.4.1. Suprapuse sistemelor de rift timpurii
    - 1.1.4.2. Suprapuse sistemelor de falii transformate
    - 1.1.4.3. Suprapuse bazinelor de backarc timpurii
- 1.2. Localizate pe litosfera continentală pre – Mesozoică
  - 1.2.1. Bazine cratonice
    - 1.2.1.1. Localizate pe grabene de rifturi timpurii
    - 1.2.1.2. Localizate pe bazine backarc de tip Pannonic

2. Bazine perisuturale amplasate pe litosfera rigidă asociate cu formarea megasuturilor compresionale
- 2.1. Fose sau suturi adânci pe crusta adiacentă unei margini cu subducţie B
- 2.2. Avanfose (Foredeep) şi sedimente suprapuse platformelor sau

şanţuri pe crusta continentală adiacentă la marginile cu subducţie A
2.2.1. Rampe cu grabene încorporate dar cu faliere slabă sau absenţă de blocuri
2.2.2. Dominate de faliere de blocuri
2.3. Bazine de tip China, asociate cu faliere de blocuri distală, legate de megasuturi compresionale şi fără asociere cu margini cu subducţie A
3. *Bazine episuturale localizate şi cele mai multe conţinute în megasuturi compresionale*
3.1. Asociere cu zone de subducţie B
3.1.1. Bazine de forearc
3.1.2. Bazine de backarc Circum Pacifice
3.1.2.1. Bazine backarc cu fundament de crustă oceanică şi asociate cu subducţie B (mari marginale sensu-stricto)
3.1.2.2. Bazine backarc cu fundament de crustă continentală sau intermediară asociate cu subducţie B
3.2. Bazine backarc asociate cu coliziuni continentale pe partea concavă a arcului cu subducţie A
3.2.1. Pe crusta continentală sau tip Pannonic
3.2.2. Pe crusta oceanică şi de tranziţie sau bazine de tip Mediteranean
3.3. Bazine legate de sisteme de megaforfecări episuturale
3.3.1. Bazine de tip Great Basin
3.3.2. Bazine de tip California

Kingston, Dishroom şi Philips (1983) au realizat un sistem de clasificare a bazinelor plecând de la 3 criterii de identificare şi anume:

- tipul crustei subjacente;
- mişcarea plăcilor;
- mecanismul de formare a bazinului (ciclului).

În acelaşi timp au evidenţiat şi posibilitatea existenţei mai multor cicluri evolutive. Fiecăruia dintre acestea îi sunt asociate combinaţii distincte ale factorilor ce concură la definirea unui anumit proces astfel că pot apărea o multitudine de scenarii caracteristice, extinse pe o perioadă de timp mai mult sau mai puţin îndelungată cu caractere diferite se constituie într-un anumit model de bazin. Efectele combinate mai sus menţionate în succesiunea lor temporală definesc bazinele poli-istorice (tabelul 1.2)

Tabelul 1.2 Clasificarea bazinelor bazată pe tipul stratului litosferic, mişcarea relativă a plăcilor şi localizarea pe placă (după Kingston et al. 1983 cu modificare)

Bazin sau ciclu

Parametrii de identificare									
1. Crustă (fundament) continental sau oceanic pe care este suprapus bazinul	Bazin sau ciclu — Bazin oceanice					Bazin formate complet pe crusta oceanică — Bazin oceanice			
2. Tip de mişcare a plăcii în trecut cuprinsă în formarea bazinului (divergent sau convergent)	Mişcări divergente ale plăcilor			Mişcări convergente ale plăcilor		Mişcări divergente de plăcilor		Mişcări convergente de plăcilor	
3. Poziţia bazinului/ciclului pe placă şi mişcările structurale primare implicate în generarea bazinului	Interior de placă	Marigine de placă		Interior de placă de obicei lângă margine (Terminaţie pe fractură)	Adiacentă marginii în subducţie	Margini de placă (Terminaţie pe ridge)			
	Afundare (sag) continentală internă	Fractură continentală internă	Afundare (sag) continentală internă	Fractură de wrench continentală	Fosă asociată	Fosă oceanică	Fractură de wrench oceanic	Fractură oceanică	Afundare (sag) oceanic
Model de bazin (*)	IS	IF	MS	LL	TA	T	OSLL	OF	OS
Bazine poli-istorice	Combinaţii pentru a da bazine poli-istorice								

(*) I - interior, S - sag, F - fracturare; LL = wrench, O = oceanic(ă)

O altă clasificare, mai complexă, realizată de Klein (1987, 1991) se bazează, în identificarea tipurilor de bazine pe următoarele criterii fundamentale:

1. Tipul de margine continentală
2. Poziția bazinului în raport cu plăcile litosferice
3. Tipul crustei subjacente
4. Procesele geodinamice care au generat formarea și evoluția bazinului (riftare, întindere, flexionare, compresiune, translație, termal).

Clasificarea rezultată în urma aplicării acestor criterii și caracteristicile tipurilor de bazine sunt sintetizate în tabelul 1.3. De asemenea se mai pot face o serie de precizări și anume (Dinu 1995):

- numai un singur tip de bazin este asociat cu interiorul cratoanelor, care se dezvoltă pe crusta extensională și sunt formate printr-o succesiune de procese extensionale, întindere și subsidență termală; multe astfel de bazine sunt suprapuse peste bazinele de rift sau aulacogene și conțin evaporite;
- bazinele de rift se dezvoltă în interiorul sau marginea mărginii pasive și pot defini limita marginii pasive; ele se dezvoltă atât pe crusta continentală cât și de tranziție și conțin bazalte tholeitice extrusive și intrusive, precum și uneori granite anorogenice;
- aulacogenele se dezvoltă de la extremitatea mărginii continentale, spre interiorul continentului, sunt orientate normal la limita plăcii și au fundul din crustă continentală sau de tranziție; ele reprezintă brațele slabe ale triplelor joncțiuni și sunt prezente intruziuni și extruziuni de roci bazaltice tholeiitice și granite anorogenetice;
- bazinele de flexură se dezvoltă pe marginea externă a marginilor continentale și sunt formate ca răspuns la încărcarea sedimentară; subsidența implicată în încărcare este răspândită lateral, departe de punctul de încărcare al acumulării de sedimente și astfel o arie mai mare a crustei în spatele limitei bazinului este implicată în deformare;
- bazinele de fosă se formează în zonele de convergență a două plăci care se mișcă în sensuri opuse în procesul de subducție. Regimul geodinamic este compresional și plăcile sunt formate din crusta oceanică;
- bazinele pantei foselor sunt produse prin extensiunea acestor pante într-un regim general compresional-extensional și se prezintă în secțiune transversală ca grabene;
- bazinele de forearc se formează între marginea superioară a fosei și arcul insular andezitic, sedimentele sale fiind depuse fie pe crusta oceanică, fie pe sedimente mai vechi și sunt implicate în încălecări imbricate ca răspuns la compresiune;
- bazinele intra-arc se formează prin extensiunea zonelor de sutură vulcano-tectonică sau arcurile asociate de subducție termală;
- bazinele back-arc se formează prin riftarea complexului de arc insular și întinderea crustei oceanice asociate cu o rapidă răcire termală după un stadiu inițial de creștere importantă de flux termic. bazinele intra-arc cuprind bazine backarc inactive care se dezvoltă spre interior în arcurile insulare inactive (remanente);
- bazinele pull-apart sunt formate prin extensiune și subsidență termală, asociate unei mișcări de translație de-a lungul faliilor care delimitează bazinul în zonele de arcuire cu mișcare divergentă (releasing bends) ale faliei transformante; sunt frecvente depozitele evaporitice;
- bazinele transpresionale au o istorie geodinamică similară cu a bazinelor pull-apart, dar se dezvoltă în zonele de arcuire cu mișcare convergentă (restraining bends) ale faliei transformante;
- bazinele de foreland se formează spre interiorul zonelor de coliziune și se dezvoltă pe crusta continentală sau oceanică (reactivată prin ridicarea temperaturii) sau pe fragmente de crustă continentală reactivată. Ele se formează într-un regim compresional cu încărcare excesivă și flexură;
- bazinele suprapuse sau de colaj (termen propus de Klein, 1987) sunt cele dezvoltate în zonele de sutură ale coliziunii plăcilor, cum sunt cele formate prin alipirea (colaj tectonic) terrane - urilor din Britich Columbia; istoria subsidenței lor nu este încă destul de clar lămurită;
- bazinele poli - istorice (termen propus de Kingston et al., 1983 și redefinit de Klein, 1987) reprezintă un caz general unde are loc dezvoltarea unui bazin prin procese suprapuse și repetabile; au fost recunoscute două tipuri.

Tabelul 1.3. Clasificarea bazinelor (după Klein, 1987, 1991)

Margine continentală	Tip de bazin	Poziţia bazinului pe suprafaţa plăcii	Tip de crustă	Model geodinamic de formare	Exemple
Interior de placă	Bazin cratonic	Interior	Continental	Extensiune Subsidenţă termală	Bazine Illinois, Michigan
Margine pasivă	Bazin de rift	Interior şi margini paralele	Continental Tranziţie	Extensiune, Subsidenţă termală	Rift Gregory, grabenul Rhin
	Aulacogen	Margine la interior (perpendicular la margine)	Tranziţie Continental	Extensiune, Subsidenţă termală	Oklahoma, fosa Benue
	Bazin de flexură	Margine	Continental	Încărcare, Flexură	Fosa Baltimore
	Bazin de fosă	Margine	Oceanic	Convergenţă, Compresiune	Fosa Sagama Suraoa
Margine activă	Bazin de pantă a fosei	Margine	Oceanic Sedimente vechi	Compresiune Extensiune Cutare	Pereţii fosei Mariane Tonga
	Bazin de forearc	Margine depărtată	Oceanic Sedimente vechi	Compresiune Dublare Litosfer. subs. Term.	Bazin Great Valley
	Bazin intra-arc	Arc]	Continental-magmatic	Extensiune Riftare	Bazin Nigata Hokaido
	Bazin backarc (interarc)	Interior	Oceanic	Riftare Întindere Slăbire Termală	Bazin Shikoku Vest Filipine

Margine continentală	Tip de bazin	Poziţia bazinului pe/sau interiorul plăcii	Tip de crustă	Model geodinamic de formare	Exemple
Margine transformantă	Bazin pull – apart	Margine transformantă	Cont./Tr. sau oceanic	Translaţie Extensiune Subsidenţă Termală	Bazin Ridge Los Angeles
	Bazin transpresional	Margine transformantă	Cont./Tr. sau oceanic	Translaţie Subsidenţă Termală	Bazin Ventura, St. George
Margine de coliziune	Bazin de foreland	Interior	C şi O sau C la C	Cutare compresională Flexură Încărcare	Bazin Powder River Appalachian
	Bazin suprapus de colaj	Sutura	C/T sau O	Compresiune	Bazin Tyang-hton Mathow
Independent de margine	Bazin poli-istoric	Interior sau margine	C/T sau O	Multiple	Bazin Illinois
	Bazin succesor	Interior sau margine	C/T sau O	Multiple	Bazin Bowaar Sustut
	Bazin resurgent	Interior sau margine	C/T sau O	Multiple	Bazin Fundy

a) bazine succesor, unde o serie de bazine sedimentare sunt suprapuse, dar fiecare stadiu de dezvoltare al bazinului cuprinde schimbarea proceselor tectonice şi geodinamice;
b) bazine resurgente, care cuprind o succesiune de bazine formate de-a lungul unor zone tectonice de slăbire sau moştenite mai vechi, iar procesele tectonice de formare a bazinului sunt identice în timpul multiplelor evenimente care au condus la edificarea acestuia.

1.3. CLASIFICAREA TECTONICĂ A BAZINELOR

Existenţa unor procese tectonice capabile să inducă subsidenţa este cerinţa de bază pentru formarea bazinelor sedimentare.

Aceste bazine (generate tectonic) pot fi sistematizate în funcţie de mecanismele de formare, categorii de bazine, fiecăreia corespunzându-i mai multe tipuri individuale diferenţiate prin caracteristicile lor structurale, morfologice, sedimentologice, tipul de subsidenţă etc.

Pe baza sistemelor de clasificare a bazinelor sedimentare elaborate de Kingston et al. (1983) şi Reading (1986), Einsele (1992), realizează o clasificare tectonică sintetică şi în acelaşi timp sugestivă a principalelor tipuri ale bazinelor sedimentare şi a caracteristicilor lor. (tabelul 1.4). Acestea sunt grupate în 7 categorii, fiecare incluzând 2-4 tipuri speciale de bazine reprezentate schematic în figurile 1.1 –1.6 şi care vor fi prezentate succint în cele ce urmează.

Tabelul 1.4. Clasificarea tectonică a bazinelor. (după Kingston et al., 1983; Mitcell and Reading, 1986; Einsele, 1992)

Categoria de bazin	Tip special de bazin sau sinonime	Crusta fundamentului	Stilul tectonic	Caracteristici ale bazinului
Bazine de sag continentale sau interior	Bazine epicontinentale, bazine intracratonice	Continentală	Divergentă	Arii largi Subsidenţă slabă
Bazine fracturate continentale sau interne	Structuri de graben Văi de rift Zone de rift Aulacogene	Continentală	Divergentă	Bazine înguste limitate de falii, subsidenţă rapidă în timpul riftării timpurii
Bazine pe margini continentale pasive, bazine de sag marginale	Bazine riftate tensional Bazine forfecate tensional	Tranziţie	Divergentă + Forfecare	Bazine asimetrice, parţial umplute cu sedimente, subsidenţă moderată la slabă

Categoria de bazin	Tip special de bazin sau sinonime	Crusta fundamentului	Stilul tectonic	Caracteristici ale bazinului
Bazine oceanice de afundare	Bazin oceanic în naştere (de creştere)	Oceanică	Divergentă	Bazine largi, asimetrice, subsidenţă slabă
Bazine legate de subducţie	Fose submarine Bazine forearc Bazine backarc Bazine interarc	Oceanică Tranziţie Oceanică	Convergentă	Parţial asimetrice, adâncimi şi subsidenţă care variază mult
Bazine legate de coliziune	Bazine remanente	Oceanică	Convergentă	Subsidenţă activă, dat. încarc. sedimente
	Bazine de foreland Bazine retroarc (intramontane) Bazine de foreland rupte	Continentală	Flexură Mişcări convergente sau Transformare	Bazine simetrice cu tendinţa de creştere a subsidenţei, uplift şi subsidentă
Bazine strike-slip/Wrench	Bazine pull-apart (transtensionale şi bazine transpresionale)	Continentală şi/sau oceanică	Mişcare transformantă + divergentă sau convergentă	Relativ mici, alungite, subsidenţă rapidă

1.3.1. BAZINE DE SAG CONTINENTAL (INTERNE)

Bazinele de sag, afundare, interne (fig. 1.1) apar ca urmare a mişcărilor de extensiune şi/sau subsidenţei termale ce acţionează la nivelul unei zone, mai mult sau mai puţin extinse din interiorul unei plăci continentale. Deoarece intensitatea mişcărilor este redusă nu apar discontinuităţi ale crustei continentale respectiv falii majore şi / sau zone de

rift. Afundarea apare ca efect al subțierii crustei generată fie de întinderea acesteia, fie de creșterea densității rocilor subjacente în raport cu ariile crustale adiacente. Subsidența este slabă sau moderată, dar poate dura o perioadă lungă de timp, astfel că efectul cumulat este semnificativ. De asemenea, procesul de subsidență este potențat și de grosimea stivei sedimentare ce se acumulează în bazin.

Raportându-se la perioada îndelungată a proceselor de subsidență termală, unii cercetători (Ziegler, 1988), au considerat că aceasta este legată de o zonă cu un flux termic mai scăzut emițându-se ipoteza existenței, la nivelul mantalei subjacente, a unui așa numit "spot rece" cauzat de o răcire anormală. O altă ipoteză tentantă, dar până în prezent insuficient argumentată, este existența unei corelări între poziția spoturilor reci și traseele curenților de convecție termică; este posibil ca zonele cu flux termic foarte scăzut să corespundă zonelor de afundare în manta ale curenților de convecție.

Deși rata de subsidență este scăzută, bazinele de sag continental se dezvoltă pe suprafețe întinse, formând bazine marine epicontinentale sau bazine intracratonice caracteristice regiunilor de platformă.

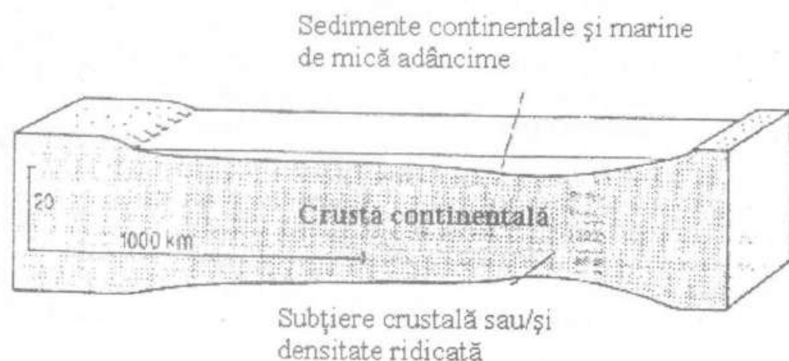


Fig. 1. 1. Bazin de afundare (sag) continentală (după Einsele1992)

1.3.2. BAZINE INTERNE (CONTINENTALE) FRACTURATE

Dezvoltate pe suprafețe relativ restrânse, bazinele fracturate continentale au o formă alungită, sunt înguste și delimitate lateral (în secțiune transversală) de falii majore simetrice (grabene) sau asimetrice,

fig. 1. 2. Se caracterizează printr-o subsidență inițială rapidă, urmate apoi de evoluții diferențiate, în funcție de intensitatea proceselor tectono - termice.

Înainte de începerea subsidenței, datorită fluxului termic ridicat (astenosferă fierbinte), se formează un spot sau aliniament termic însoțit de arcuirea și întinderea litosferei suprajacente. Are loc o subțiere a crustei compensată de ridicarea spre zonele superficiale a magmelor bazaltice, având originea în mantaua superioară. Se formează astfel o crustă de tranziție subțiată și cu chimism intermediar. Ulterior, prin echilibrare izostatică apar sisteme de falii ce formează structuri de tip graben → rift însoțite de o subsidență rapidă și diferențiată în suprafață.

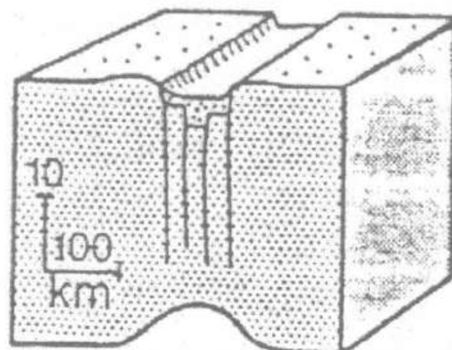
Faza de riftări este urmată de contracția termală, respectiv răcirea și mărirea densității rocilor constituente ale părții inferioare a litosferei. Acest proces are ca efect o subsidență accentuată și o sedimentație activă la nivelul zonelor de rift. În acest fel, în cadrul bazinului sedimentar, se formează depozite de mare grosime.

Dacă procesul de riftare continuă, bazinul poate să se dezvolte până la deschiderea unui ocean. Dacă însă procesul d riftare se oprește înainte ca la nivelul median al deschiderii bazinului să apară crustă de tip oceanic, cu formarea de structuri specifice, zona de rift este apreciată ca slabă (failed rift). Aceste zone mai sunt cunoscute (în literatura rusă) sub denumirea de aulacogene și sunt înglobate în structurile platformelor de diferite vârste.

Sub aceeași denumire, mai sunt înregimentate și zonele (brațul) de rift ale triplelor joncțiuni care nu se mai dezvoltă până la fazele de deschidere oceanică și sunt colmatate de depozitele sedimentare ulterioare.

Soclul crustal al aulacogenilor este alcătuit, în funcție de momentul încetării riftării, de crustă din tranziție sau chiar oceanică (în zona mediană) și este acoperit ulterior de o pătură sedimentară foarte groasă.

Bazine cu caracteristici morfostructurale asemănătoare se pot forma și în timpul închiderii unui bazin oceanic, în faza de coliziune, în zonele învecinate frontului de coliziune



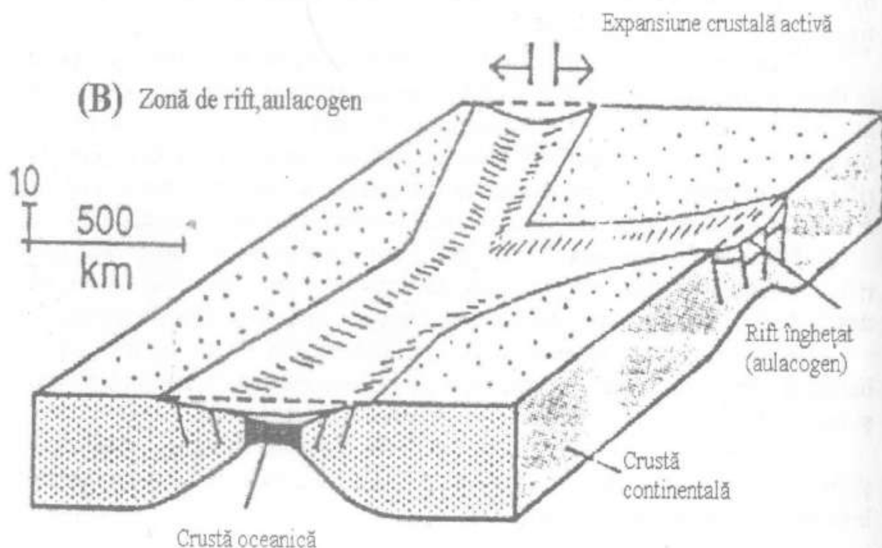


Fig. 1.2. Bazine continentale fracturate sau interne (după Einsele 1992)

Sub aceeaşi denumire, mai sunt înregimentate şi zonele (braţul) de rift ale triplelor joncţiuni care nu se mai dezvoltă până la fazele de deschidere oceanică şi sunt colmatate de depozitele sedimentare ulterioare.

Soclul crustal al aulacogenilor este alcătuit, în funcţie de momentul încetării riftării, de crustă din tranziţie sau chiar oceanică (în zona mediană) şi este acoperit ulterior de o pătură sedimentară foarte groasă.

Bazine cu caracteristici morfostructurale asemănătoare se pot forma şi în timpul închiderii unui bazin oceanic, în faza de coliziune, în zonele învecinate frontului de coliziune.

1.3.3. BAZINE ALE MARGINILOR CONTINENTALE PASIVE

Atunci când procesul de riftare continuă pentru o perioadă îndelungată de timp are loc deschiderea unui ocean. Zonele laterale, de tranziţie de la continent la ocean transportate de placa (plăcile) în expansiune şi formează marginile continentale pasive. Ele sunt caracterizate, în primul rând, printr-o depozitare extrem de activă, aici depunându-se majoritatea materialului sedimentar transportat de pe continent, datorită scăderii energiei agenţilor de transport. De asemenea, marginile continentale prezintă procese tectonice proprii care duc la formarea unor bazine de sedimentare cu crustă continentală subţiată. Principalele procese sunt cele de tensionare (se formează bazine riftate tensional) şi cele asociate mişcărilor de strike-slip sau transformante (se formează bazine forfecate tensional).

Bazinele marginilor continentale pasive au o dezvoltare asimetrică, prezintă de obicei forme alungite mai mult sau mai puţin paralele cu limita dintre placa oceanică şi cea continentală. Ele sunt mărginite de ridicări morfologice controlate termic.

Datorită subţierii treptate a crustei continentale spre limita (contactul) cu placa oceanică subsidenţa este mai activă, panta mai accentuată şi implicit prisma sedimentară mai groasă, astfel încât are loc o progradare a depozitelor spre mare. Acest proces este favorizat şi de sedimentaţia deosebit de activă, caracteristică bazinelor supraumplute.

Atunci când aportul de sedimente este mai scăzut, pe fondul aceluiaşi proces de subţiere crustală → subsidenţă activă, la care se asociază şi existenţa faliilor gravitaţionale, se pot forma zone de platou, de mare adâncime, şi sedimente relativ subţiri şi care poartă denumirea de bazine marginale înecate.

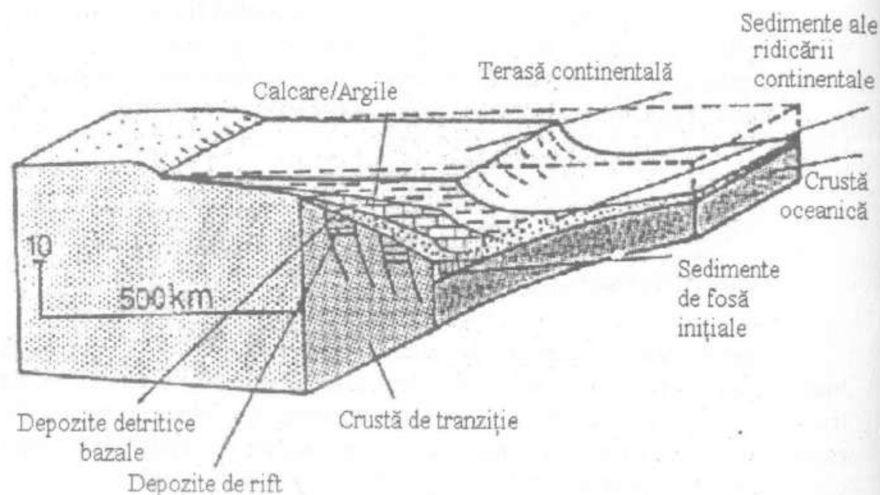


Fig. 1.3 Bazine ale marginilor continentale pasive: bazine de rift tensionale și bazine de afundare marginale (după Einsele 1992).

În general, raportându-ne la repartiția sedimentelor pe suprafața bazinelor marginale, se manifestă o tendință de scădere în timp a subsidenței acestora dar, în anumite condiții (de exemplu sub influența păturii sedimentare foarte groase), se pot reactiva unele zone astfel că repartiția subsidenței poate fi diferită în cadrul mai larg al marginii continentale.

1.3.4. BAZINE DE AFUNDARE (SAG) OCEANICĂ

Amplasate între dorsalele medio oceanice și marginea oceanică a marginii continentale pasive cu crustă de tranziție bazinele oceanice de afundare (sag) ocupă cea mai mare parte a domeniului oceanic (fig. 1.4.). Ele sunt caracterizate de sedimente relativ subțiri, dar care lateral, la limita cu marginea continentală pot deveni foarte groase datorită conurilor submarine adânci. Au o formă asimetrică și sunt dezvoltate pe un fundament crustal de tip oceanic sau de tranziție (la limita cu marginea continentală pasivă).

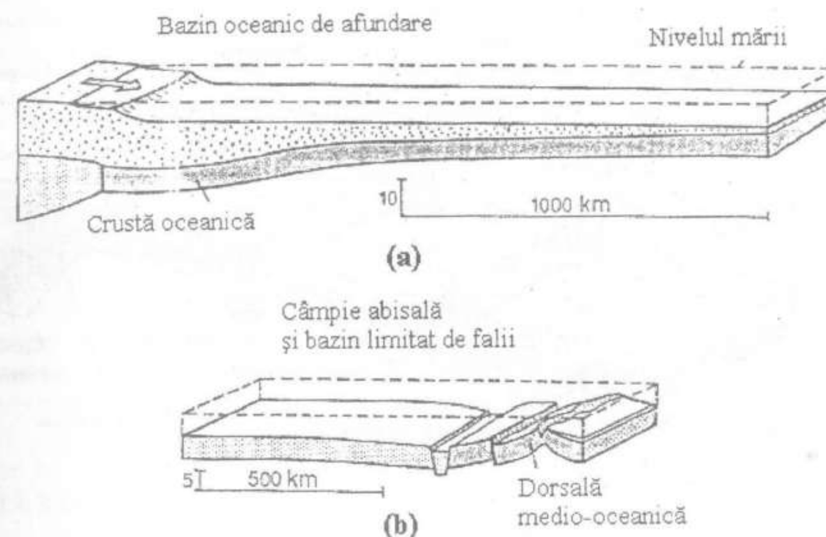


Fig. 1.4. Bazin oceanic de afundare (a) și bazin oceanic limitat de falii în apropierea dorsalei medio – oceanice (b).

Datorită tectonicii active, la limita cu dorsalele medio-oceanice se dezvoltă bazine (subbazine) înguste mărginite de falii, cu extindere limitată, generate de evoluția locală a dorsalei.

1.3.5. BAZINE GENERATE DE SUBDUCȚIE

Aceste bazine apar ca urmare a mișcărilor de convergență ale plăcilor litosferice, respectiv proceselor de subducție și formare a catenelor orogenice. La limita dintre plăcile antrenate în subducție (de-a lungul marginilor continentale active sau al arcurilor insulare ce delimitează bazinul marginal) se formează bazine care includ fosele oceanice, bazine forearc, backarc, intraarc (marginale) și bazine ale taluzului continental (de mici dimensiuni).

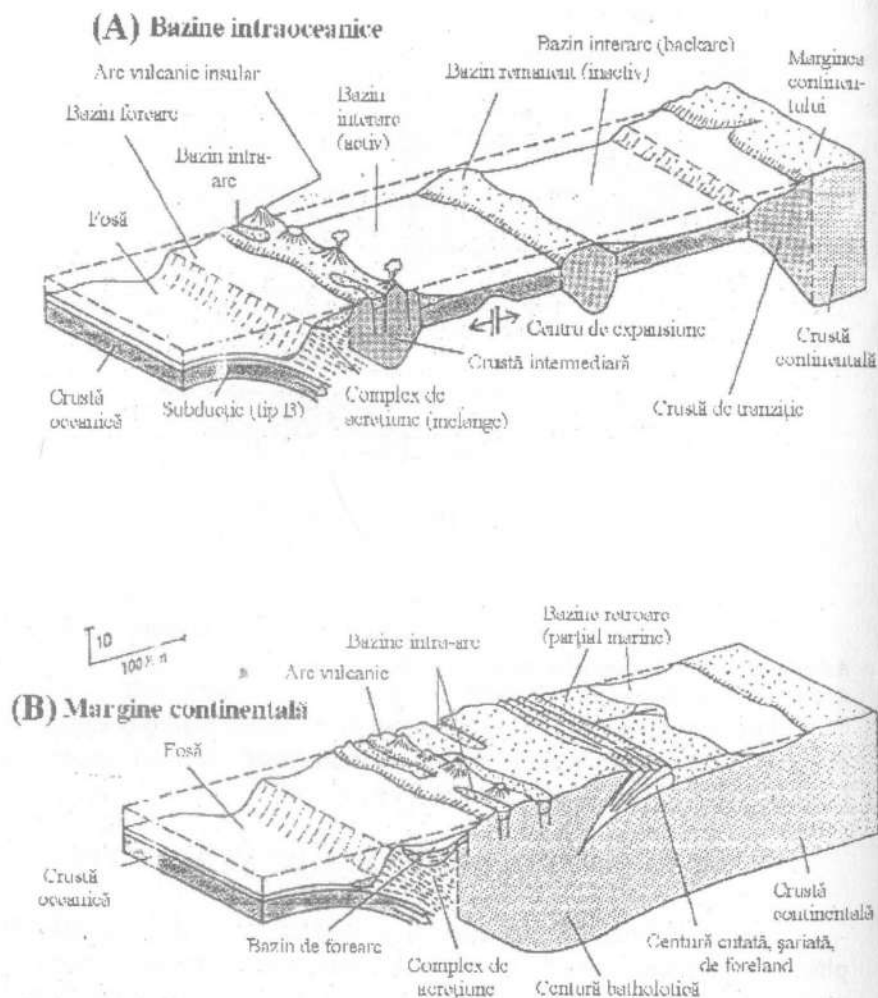


Fig. 1.5. Bazine produse ca urmare a subducției plăcilor litosferice: placă oceanică/placă oceanică (A) și placă oceanică/placă continentală (B), cu poziția diferitelor tipuri de bazine (după Einsele 1992)

Fosele oceanice adânci, apar în zonele de afundare ale crustei

oceanice sub placa continentală (în astenosferă). Pătura sedimentară este constituită din sedimentele transportate de placa oceanică subdusă, din aportul de material sedimentar de pe continent și din sedimentele biogene (reduse) generate de bazinul marin suprajacent.

Morfologic fosele oceanice se prezintă sub forma unor bazine înguste alungite și de mare sau foarte mare adâncime. În funcție de raportul dintre viteza de subducție a plăcii oceanice și aportul de sedimente (ce formează prisma de acreţiune) fosele oceanice pot fi slab nutrite, situație în care adâncimea crește continuu sau bine alimentate, când prisma sedimentară compensează subducția și se racordează la taluzul continental (fig. 1.5).

Bazinele de forearc, se poziționează deasupra prismei de acțiune a foselor și arcului magmatic adiacent. Au un substrat crustal de tranziție. Subsidența și sedimentarea sunt în general foarte active și pot varia substanțial de la o zonă la alta și de la o epocă la alta (fig. 1.5).

În funcție de substratul crustal pe care se dezvoltă cât și de poziția lor în cadrul complexului de subducție se disting 4 tipuri de bazine (Dickinson și Selly 1979).

- bazine intraarc la care cuvertura sedimentară este suprajacentă rocilor arcului magmatic insular sau continental;
- bazine acreționare situate în zona de dezvoltare a prismei de acrețiune;
- bazine reziduale la care pătura sedimentară se dispune pe crustă oceanică și / sau de tranziție;
- bazine constricționale având pătura sedimentară depusă atât pe formațiunile complexului de subducție (la exterior) cât și pe rocile ce formează arcul magmatic (la interior).

Bazinele backarc sau intraarc, apar în spatele arcului vulcanic (între acesta și continent), ca urmare a riftării zonei mai sus menționate, ceea ce duce la deschiderea unui nou sistem de expansiune crustală, fig. 1.5. În timp acesta poate evolua până la deschiderea unui mini – ocean cu caracteristici morfologice și structurale specifice.

Substratul crustal peste care se depune pătura sedimentară este variat în funcție de gradul (stadiul) de dezvoltare al sistemului expansional și în funcție de poziționarea zonei respective în cadrul bazinului. Astfel cuvertura sedimentară poate di dispusă pe crustă de tip continental, de tranziție sau chiar oceanică.

Umplutura sedimentară, similară (la scară redusă) celei a bazinelor oceanice este dependentă de uscatul adiacent, arcul vulcanic și/sau continentul adiacent.

1.3.6. BAZINE FORMATE PRIN COLIZIUNE

Procesul de coliziune reprezintă faza finală a consumării crustei în zonele de subducţie. Datorită formei neregulate a marginilor plăcilor litosferice implicate în acest proces cât şi vitezelor diferite ale plăcilor de la o zonă la alta, coliziunea este parţială şi poate închide mai multe bazine de dimensiuni reduse cu un fundament crustal de tip oceanic.

În aceste bazine (remanente) se acumulează stive sedimentare de tip fliş, caracterizate prin grosime mare şi modele depoziţionale specifice (fig. 1.6.). Datorită continuării procesului de coliziune crusta oceanică este integral consumată iar formaţiunile ce alcătuiesc centura cutată a marginii continentale active încalecă marginea continentală pasivă care, datorită încărcării tectonice, se depresionează şi flexionează. În acest mod apar bazinele de foreland (fig. 1.6.) poziţionate pe marginea continentală pasivă. Acestea prezintă o subsidenţă activă şi o pătură sedimentară groasă, de tip molasă, generată de aportul masiv de material detritic generat de lanţul muntos adiacent. Datorită deplasării diferenţiate ,în timpul procesului de coliziune, unele sectoare ale plăcii de deasupra avansează mai rapid, iar în spatele acestora apar procese locale de extensie a litosferei, formând aşa numitul "continental escape" (fig. 1.6). În acest mod apar structuri de tip graben dispuse transversal faţă de direcţia de deplasare a frontului de coliziune şi în care se acumulează sedimente.

De asemenea, tot din cauza proceselor de consumare a scoarţei (subducţie, coliziune), în spatele lanţului orogenetic, se pot forma bazine retroarc sau intramontane (fig. 1.6) datorită apariţiei unor zone de extensiune crustală, induse tectonic de procesele menţionate, şi care pot antrena suprafeţe considerabile ale crustei continentale.

În timpul procesului de coliziune, la nivelul bazinelor de foreland şi/sau retroarc, datorită complexităţii mişcărilor scoarţei (induse de viteze diferite, formaţiuni cu litologii specifice, compensare izostatică), apar falii de strike slip active ce separă mai multe subbazine. Acestea poartă denumirea de bazine de foreland rupte sau bazine de blocuri înclinate (atunci când se dezvoltă la nivelul hinterland – ului).

Uneori se pot forma bazine sedimentare datorită deplasării blocurilor crustale de – a lungul faliilor de strike slip, sub forma de terrane tectonice, aşa numitele bazine produse de terrane, sedimentele fiind depuse pe crusta oceanică.

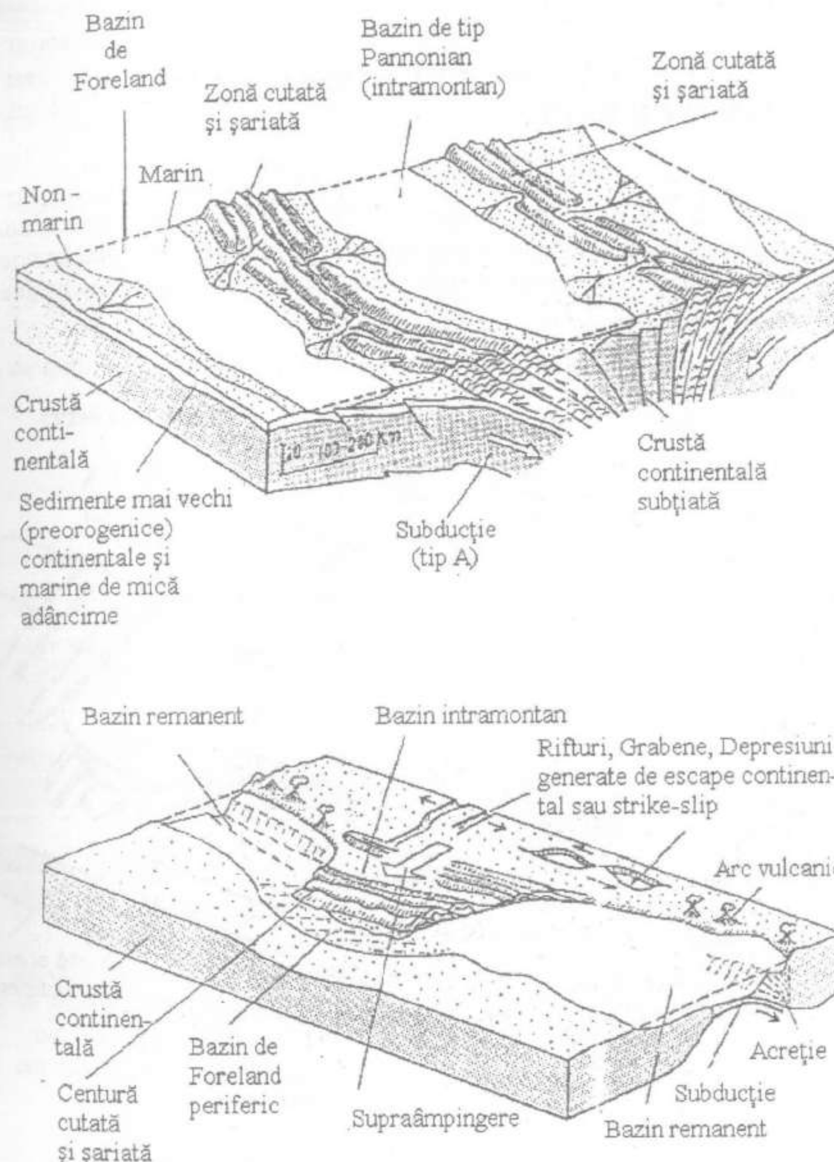


Fig. 1.6. Bazine produse prin coliziune (după Einsele 1992)

1.3.7. BAZINELE DE STRIKE – SLIP ŞI WRENCH FAULT

Atât crusta continentală cât şi cea oceanică pot fi afectate de mişcări orizontale (de strike - slip) , la nivelul faliilor transformante importante, care se pot asocia componenţilor tensionali (de deschidere) formând bazine de tip "pull-apart", sau compresionale, situaţie în care sunt generate bazine de transpresiune. (fig. 1.7).

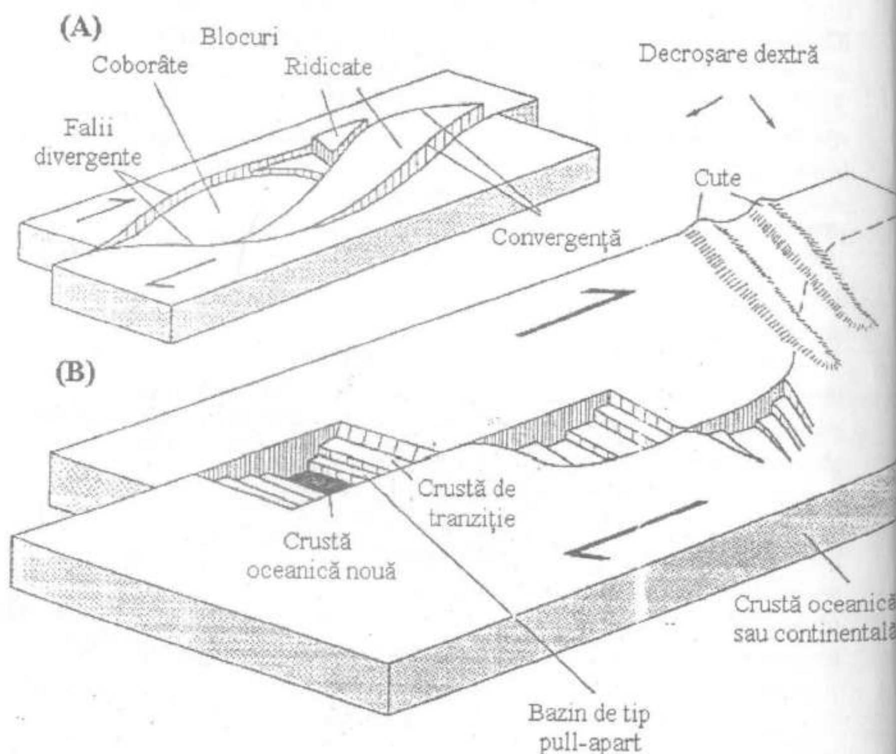


Fig. 1.7. Bazine de strike –slip şi wrench faults:
(A) - procese de divergenţă cu subsidenţă asociată şi convergenţă cu ridicare asociată,
(B) - bazine de tip pull - apart

Sistemele de tip transtensional, pull apart, sunt mai favorabile formării bazinelor de sedimentare şi se asociază la diferite aranjamente tectonice, de – a lungul zonelor transformante dintre plăcile continentale rigide, în zonele de subducţie oblică sau în zonele de continental escape legate de procesele de coliziune.

Bazinele pull apart pot avea dezvoltări diferite de la zone iniţiale înguste la deschideri romboidale relativ extinse şi care, în anumite condiţii, atunci când sunt amplasate pe crustă oceanică, pot genera ridge – uri de expansiune. Subsidenţa este rapidă, iar sedimentarea poate varia în funcţie de amplasamentul bazinului, fiind în general activă.

Bazinele dezvoltate prin transpresiune (de wrench) sunt, în general, de dimensiuni modeste şi au o durată de existenţă redusă.

1.4. CLASIFICAREA TECTONO – SEDIMENTARĂ A BAZINELOR

Bazinele sedimentare apar ca urmare ca urmare a acţiunii conjugate a mai multor factori → procese geologice. Dintre acestea cele mai multe importante sunt mişcările tectonice şi procesele de sedimentare. Ele pot acţiona în trei moduri diferite şi anume:

- mişcările tectonice acţionează anterior depunerii cuverturii (umpluturii) sedimentare;
- mişcările tectonice şi procesele depoziţionale sunt simultane;
- cuvertura sedimentară, depusă anterior este modelată de mişcări tectonice ulterioare;

În funcţie de cele mai sus menţionate, bazinele sedimentare pot fi pre, sin sau post – depoziţionale.

De asemenea se poate observa că evoluţia unui bazin sedimentar este de cele mai multe ori complexă, evidenţiindu – se faze succesive astfel că, la un moment dat, bazinul poate fi clasificat ca aparţinând unuia dintre modelele specificate anterior, dar evoluţia sa globală să aibă un caracter compozit.

1.4.1. BAZINE PRE – DEPOZIŢIONALE

Datorită mişcărilor tectonice care acţionează în general rapid şi intens asupra unei zone mai mult sau mai puţin extinse se formează un bazin morfologic care ulterior este umplut cu sedimente nedeformate sau

foarte puţin deformate, mai ales la partea inferioară (fig. 1.8).

În timp, la nivelul bazinului, are loc o descreştere a adâncimii apei datorită colmatării acestuia, rata de subsidenţă fiind mai mică decât în primele faze de evoluţie Dispunerea şi dezvoltarea faciesurilor (pe verticală şi orizontală), grosimea şi caracteristicile sedimentelor sunt determinate în principal de morfologia bazinului şi a uscatului adiacent.

1.4.2. BAZINE SIN - DEPOZIŢIONALE

Acest tip de bazine se caracterizează prin acumularea sedimentelor în acelaşi timp cu procesele tectonice care creează modificări ale fundului bazinului suprajacent, formate sau în curs de formare.

Atunci când aportul de sedimente compensează subsidenţa bazinului, condiţiile faciale şi implicit tipul de sedimente (roci) care se formează rămân constante pentru o perioadă îndelungată de timp, acumulându-se formaţiuni monotone din punct litologic şi de grosime relativ mare.

De asemenea încadrarea bazinului şi morfologia acestuia nu se schimbă semnificativ pentru perioade îndelungate de timp. Dacă rata de sedimentare este inferioară ratei de subsidenţă a bazinului, atunci adâncimea acestuia va creşte, iar morfologia se va accentua în timp. În cazul când aportul de sedimente este superior subsidenţei bazinului, acesta se va colmata şi îşi va atenua morfologia în timp.

De asemenea este posibilă modificarea dimensiunilor, extinderea în suprafaţă a acesteia, colmatarea şi implicit reducerea adâncimii bazinului fiind însoţite de transgresiunea apelor bazinului.

1.4.3. BAZINE POST - DEPOZIŢIONALE

Principala caracteristică ce defineşte acest tip de bazin este aceea că mişcările tectonice care definesc morfologia bazinului au loc ulterior depozitării sedimentelor.

Cutele şi faliile ce se formează afectează toate formaţiunile existente. Nu există o relaţie evidentă între transportul, distribuţia şi faciesul sedimentelor şi evoluţia elementelor structurale (fig. 1.8). Se pot totuşi evidenţia anumite relaţii de interdependenţă între faza de subsidenţă sin depoziţională (etapă necesară formării sedimentelor ce ulterior vor fi tectonizate) care vor influenţa evoluţia ulterioară a bazinului.

1.5. RELAŢIA DINTRE BAZINELE SEDIMENTARE ŞI MEDIUL DEPOZIŢIONAL

Bazinele de sedimentare prezintă o multitudine de caractere specifice morfo – structurale şi depoziţionale care îl individualizează la un moment dat. De asemenea, evoluţia în timp a proceselor geodinamice face ca aceste caractere să se modifice de la o etapă la alta din momentul formării bazinului până la umplerea şi exondarea acestuia. Clasificarea tectonică a bazinelor, oricât de complexă ar fi, nu poate releva în totalitate particularităţile fiecărui tip de bazin sedimentar. De aceea, este necesară caracterizarea ariei de sedimentare, a mediului depoziţional, respectiv evidenţierea morfologiei bazinului şi a evoluţiei acestuia în timp.

Principalele caractere ce definesc morfologia unui bazin în diferite etape ale evoluţiei acestuia sunt suprafaţa sedimentelor, tipul (tipurile) litologice şi grosimea depozitelor aparţinând intervalului studiat. Morfologia bazinului poate fi controlată de mai mulţi factori geologici, şi anume:

- variaţia aportului de sedimente dintr-o sursă terigenă şi dispunerea acestora pe suprafaţă;
- nivelul erozional de bază;
- energia bazinului;
- mărimea şi caracteristicile ariei din care are loc aportul de sedimente;
- regimul hidrodinamic şi chimic al bazinului;
- tipul climatic al zonei în care se încadrează bazinul;

Procesele prezente într-un anumit mediu depoziţional induc specificitatea depozitelor sedimentare care se formează, ce caracterizează şi individualizează un sistem depoziţional sau ansambluri de sisteme depoziţionale şi faciesuri. În multe cazuri se poate observa o variaţie semnificativă a cauzelor, proceselor tectonice ce acţionează la nivelul bazinului respectiv, dar care conduce la instalarea (uneori pentru perioade îndelungate de timp) aceluiaşi sistem depoziţional.

De exemplu, un sistem depoziţional fluviatil poate fi prezent, pentru un timp geologic apreciabil (perioadă în care sunt generate stive sedimentare de grosimi semnificative) deasupra unui sector crustal aflat în subsideţă, în diferite amplasamente tectonice: structuri continentale de rift şi grabene, margini continentale pasive, bazine de foreland, bazine de forearc şi backarc, bazine pull-apart, bazine de sag continental, etc. (Dinu 1995).

Deşi procesele tectonice de formare a bazinelor, precum şi istoria

subsidenței acestora sunt evident profund diferite, faciesul sedimentar al formațiunilor din toate aceste bazine este asemănător până la identificare pentru situațiile mai sus menționate.

În funcție de sistemul depozițional și mofologia bazinului sedimentar au fost evidențiate mai multe grupe de bazine de sedimentare (Einsele 1992):

- bazine cu umpluturi sedimentare formate în medii continentale:
  - fluviatil
  - glacial
  - eolian
  - lacustru
  - delte fluviatile
- bazine cu umpluturi sedimentare formate în medii de tranziție de la continental la marin (sisteme depoziționale de coastă):
  - delte marine
  - sisteme intertidale
  - lagune de coastă
  - estuare
  - bariere insulare
- bazine cu umpluturi sedimentare formate în mări epicontinentale sau adiacente oceanelor și mărilor deschise, cu salinitate variabilă;
- bazine cu umpluturi sedimentare formate în arii depoziționale marine și oceanice cu salinitate normală.

Având în vedere perioada îndelungată de existență (funcționare) a bazinelor sedimentare și modificarea condițiilor depoziționale este foarte probabilă existența unor succesiuni de sedimente, formate în diverse medii depoziționale, rezultând astfel o evoluție complexă a bazinelor sedimentare.

CAPITOLUL 2. MECANISMELE PRIMARE ALE SUBSIDENȚEI BAZINELOR SEDIMENTARE

Principalele mecanisme ce concură la inițierea, accelerarea, stoparea sau inversarea proceselor de subsidență ale bazinelor sedimentare sunt următoarele:

- izostazia
- flexurarea
- fluxul geotermic
- stressul intraplacă

Ele pot acționa în mod singular dar, de cele mai multe ori, procesele de subsidență sunt rezultatul compunerii, interacțiunii acestora.

2.1. IZOSTAZIA

Plăcile litosferice ce alcătuiesc crusta terestră sunt, din punct de vedere fizic, corpuri solide (rigide) ce plutesc pe astenosfera subjacentă fluidă.

Conform Legii lui Arhimede blocurile litosferice vor fi împinse în sus de o forță egală cu greutatea volumului de astenosferă dislocuit de acestea. Astfel, blocurile adiacente de grosimi și/sau densități diferite vor avea altitudini (reliefuri) diferite (fig. 2.1.).

La nivelul astenosferei se poate evidenția un plan (adâncime) de referință la care greutatea blocurilor adiacente este egala, respectiv presiunile exercitate de blocuri sunt identice. Adâncimea la care are loc egalarea greutății blocurilor poartă denumirea de adâncime de compensare izostatică (fig. 2.2.).

Considerând două blocuri adiacente (fig. 2.3.) cu distribuția densităților și grosimilor rocilor distribuită în mod variat pe intervalul cuprins între adâncimea de compensare pentru cele două blocuri și suprafața terestră (Respectiv crustă, manta litosferică și astenosferă se oate spune că masa coloanei 1 = masa coloanei 2, respectiv:

$$\sum_{i=0}^{n} \rho_{1i} \cdot h_{1i} = \sum_{i=0}^{n} \rho_{2i} \cdot h_{2i} \qquad (2.1)$$

unde:

ρ_i = densitatea tipurilor de rocă
h_i = grosimea

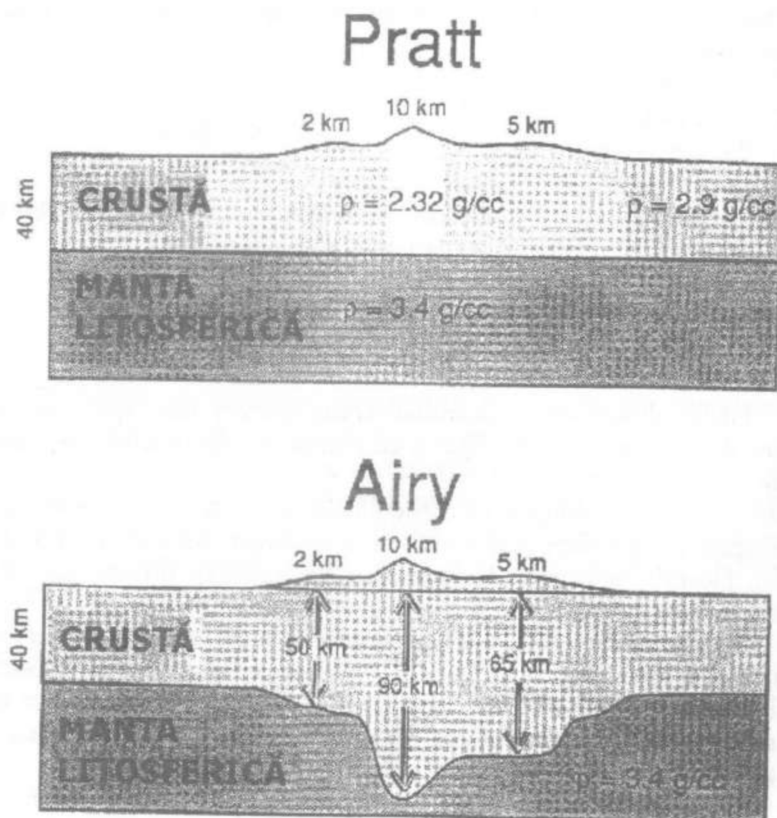


Fig.: 2.1. Modele de compensare izostatică după Pratt şi Airy (din Angevine et al. 1990).

În cazul bazinelor sedimentare se pune problema determinării adâncimii acestora (Z) în funcţie de umplutura acestora, respectiv apă, aer sau sedimente.

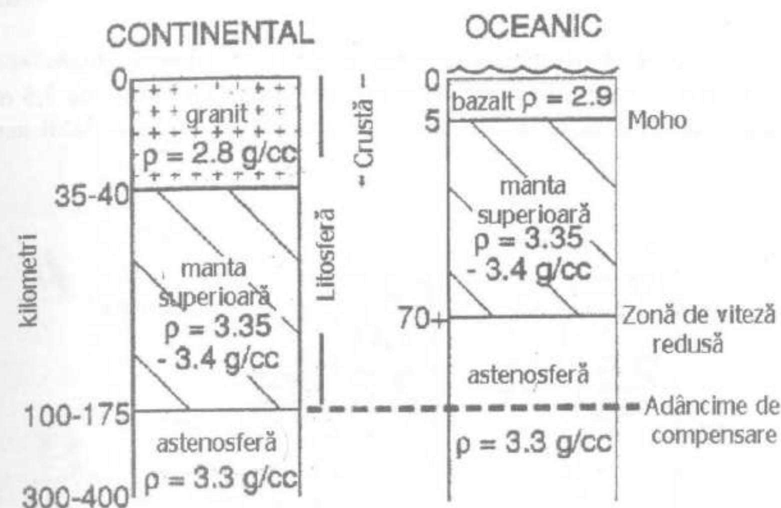


Fig.: 2.2. Reprezentare schematică (idealizată) a litosferei continentale şi oceanice

Raportându-ne la datele din figura 2.3 vom avea următoarele cazuri:

a) bazin umplut cu apă:

$\rho_{apa} = 1g/cm^3$

$30 \bullet 2.8 + 90 \bullet 3.4 = Z \bullet 1 + 15 \bullet 2.8 + 45 \bullet 3.4 + (160 - 2) \bullet 3.3$

$3 = 2.3 \bullet Z$

$Z = 1.3km$

b) bazin umplut cu aer:

$\rho_{aer} \cong 0g/cm^3 (0.0013g/cm^3)$

$3.3 \bullet Z = 3$

$Z = 0.9km$

c) bazin umplut cu sedimente:

$\rho_{sedimente} = 2.3 g / cm^3$
$Z = 3$

Se observă că adâncimea unui bazin sedimentar depinde foarte mult de materialul cu care este umplut. Astfel, un bazin cu apă este de 1,5 ori mai adânc decât unul subaerian şi de 2,3 ori mai puţin adânc decât unul umplut cu sedimente

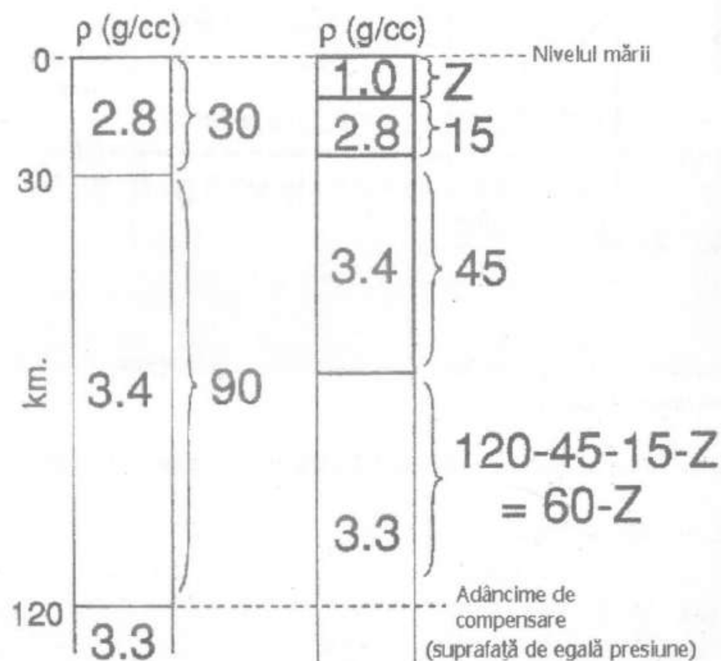


Fig.: 2.3 Balansarea izostatică a două blocuri continentale adiacente

Izostazia reprezintă un important factor al proceselor de subsidenţă dacă au loc schimbări ale grosimilor şi/sau distribuţiei densităţilor pachetelor de roci ce alcătuiesc litosfera.

Aceste schimbări pot avea loc în cazul subţierii litosferei sau crustei (de exemplu prin întindere, îndepărtarea crustei prin eroziune sau procese

tectonice), aportului de roci cu densitate ridicată (injecţia unei mase dense de soluţii magmatice) sau umplerii bazinului cu materiale mai dense (înlocuirea apei cu sedimente). Similar, ridicările vor apărea în cazul substituirii parţiale a rocilor din mantaua solidă, mai densă, cu roci din astenosfera fluidă şi mai puţin densă (fig. 1.2) sau prin îngroşarea păturilor superioare ale crustei de densitate scăzută.

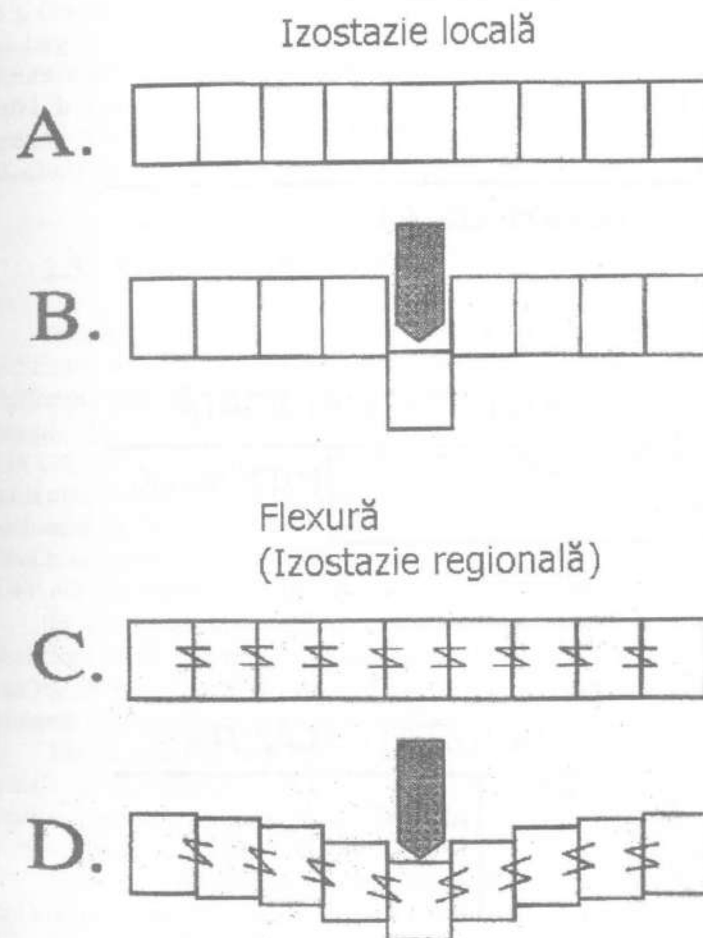


Fig.: 2.4. Compararea conceptelor de izostayie locală (A-B) şi flexurală, regională (C-D); după Angevine, Heller şi Pole 1990.

2.2. FLEXURAREA

Procesul de compensare izostatică în raport cu o suprafaţă de presiune (sarcină) constantă prezentată anterior consideră blocurile litosferice corpuri rigide cu o mişcare verticală independentă (fig. 2.4). În realitate litosfera prezintă o coeziune laterală şi o rigiditate relativă. Când placa litosferică suferă o încărcare într-o anumită zonă o parte din sarcină este preluată sub forma unei încovoieri elastice.

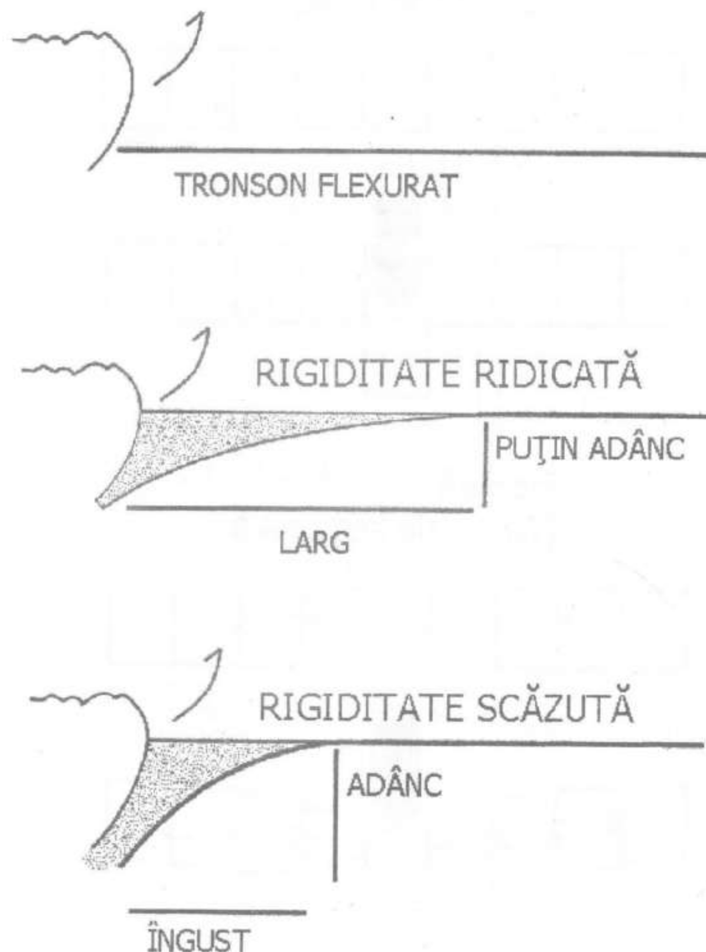


Fig.: 2.5. Răspunsul flexural al litosferei la încărcare tectonică

Are loc o dislocuire de volum de astenosferă şi, conform principiului lui Arhimede, placa înclinată este ridicată cu o forţă egală cu greutatea mantalei dislocuite. Zona subjacentă încărcării este menţinută ridicată datorită coeziunii litosferei adiacente, iar aceasta din urmă coboară datorită încărcăturii zonei în vecinate. în final, se realizează o balansare izobatică - fluxurală la nivel regional.

Litosfera se comportă ca o bară elastică de o anumită rigiditate (fig. 2.5.). Cu cât rigiditatea plăcii este mai mare, cu atât bazinul rezultat va fi mai larg iar adâncimea lui mai mică, în timp ce în cazul unei rigidităti scăzute a plăcii, bazinul format va fi mai îngust şi adâncimea sa mai mare. Astfel, în cazul unei încărcări identice suferite de porţiuni o placă având rigidităţi diferite, vor rezulta două bazine cu geometrie diferită (suprafeţe, adâncimi), dar cu volume egale (fig. 2.5.).

2.3. FLUXUL GEOTERMIC

Procesele termale genereazǎ fenomene de subsidenţă datorită modificării densităţii rocilor (pe verticală) astfel că au loc schimbări ale echilibrului izostatic. Porţiuni din litosferă se pot încălzi relativ repede (de exemplu datorită intruziunilor magmatice) în timp ce procesul de răcire (prin conductivitate termică) este mult mai lent. Dacă principala cauză a răcirii este conductivitatea termică, procesul de răcire a litosferei este foarte îndelungat (150-200 milioane ani). Astfel, în primele etape răcirea este direct proporţională cu radicalul timpului, iar după câteva zeci de milioane de ani aceasta poate fi asimilată unei funcţii exponenţiale ($e^{-\alpha/t}$).

În condiţiile idealizate unui sistem izolat fără variaţii de masă subsidenţa totală generată de răcirea litosferică este egală cu ridicarea ce a avut loc în timpul încălzirii acesteia. în această situaţie, bilanţul mişcărilor susmenţionate nu va indica o subsidenţă netă (fig. 2.6).

Pentru apariţia unui bazin sedimentar este necesar ca procesele termale să fie însoţite şi de evenimente geodinamice cum sunt: erodarea zonelor ridicate, îngroşarea părţi superioare a mantalei (mai dense în raport cu atmosfera) sau subţierea crustei (fig. 2.6).

Pentru a exemplifica efectele proceselor geotermale în figura 2.7. sunt prezente cantitativ transformările datorate şi variaţiei fluxului termic.

Într-o primă etapă (fig. 2.7 A) de calm tectono - termic apriorică timpului 1 regiunea studiată este caracterizată de o configuraţie verticală, grosimi şi densităţi, stabilă. Acesteia îi corespunde un gradient geotermic normal, respectiv o creştere lineară a temperaturii până la circa 1300 °C la

limita litosferă / atmosferă. În această situație subsidența este nulă.

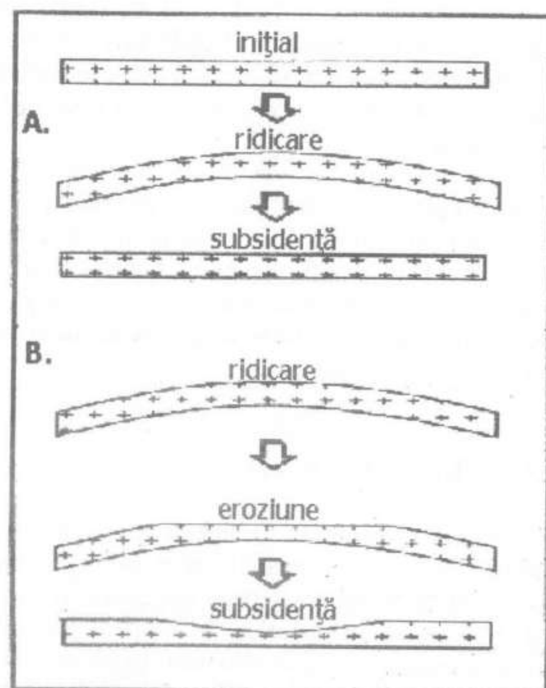


Fig.: 2.6. Deformări crustale datorate fluxului termic ridicat:
(A) – flux termic ridicat, fără eroziune;
(B) – flux termic ridicat asociat cu procese de eroziune

În perioada de timp dintre momentele 1 și 2 (fig. 2.7 B) are loc o întindere a litosferei cu un factor β astfel că litosfera se va subția cu 1/β (Mc Kenzie, 1978).

Gradientul geotermic este mai abrupt, iar blocul (zona) suferă o subsidență ca efect al subțierii litosferei și modificării distribuției grosimilor și densităților corpurilor de roci suprajacente suprafeței de compensare.

Ulterior, timpului 2 (fig. 2.7 C) are loc răcirea și îngroșarea litosferei însoțită de revenirea gradientului geotermic la valori normale. în această fază are loc subsidența termică propriu-zisă constând, de fapt, în echilibrarea verticală a maselor de roci din ce în ce mai dense (datorită contracției la răcire).

Subsidența deși nu mai este atât de rapidă în etapa anterioară continuă pe o perioadă îndelungată de timp și efectele sunt semnificative.

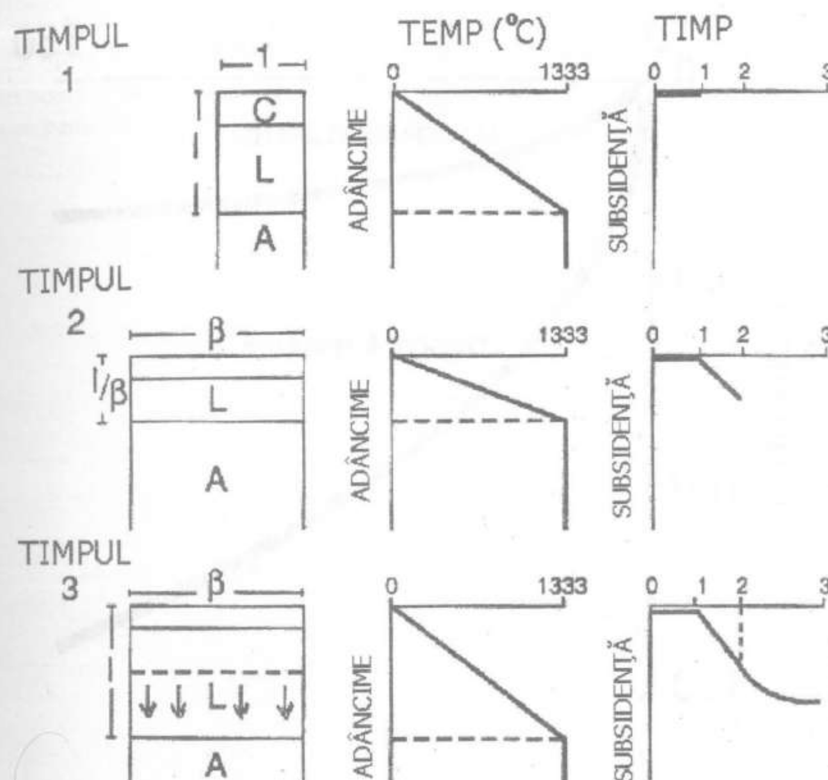


Fig.: 2.7. Variațiile gradientului geotermic și ale subsidenței datorate întinderii litosferei (după McKenzie –1978, cu modificări).

Se poate concluziona că subsidența totală este un efect al echilibrării izostatice în funcție de raporturile dintre crustă / litosferă / astenosferă (fig. 2.8), iar principalul parametru cantitativ, rata subsidenței, este controlată de ecuația de revenire termală.

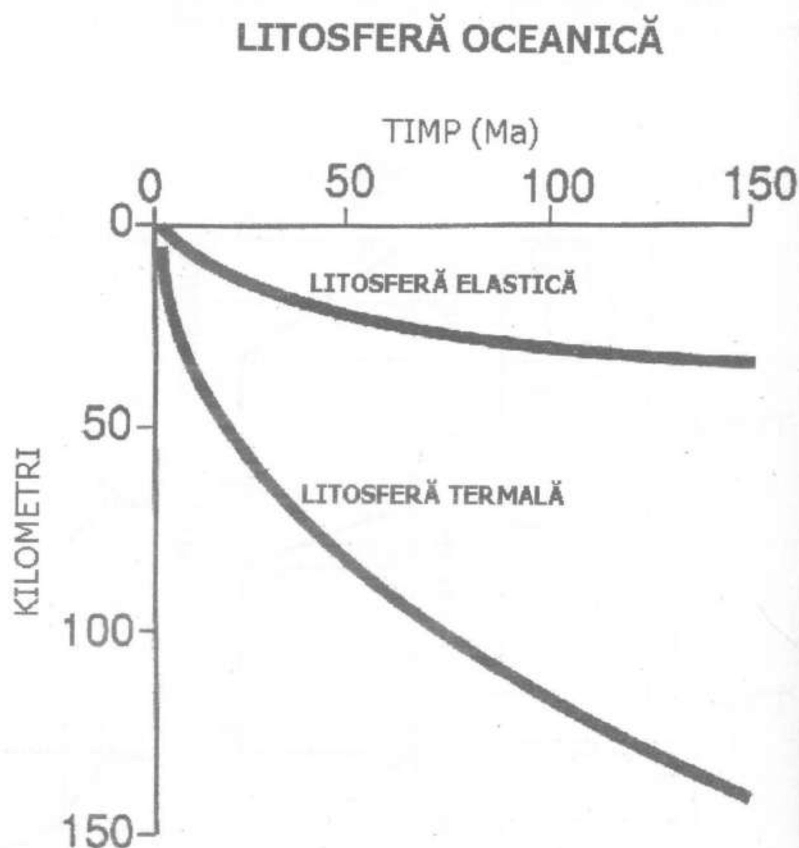


Fig.: 2.8. Variaţia grosimii litosferei oceanice în timp şi adâncime în funcţie de parametri fluxului termic (după Turcote şi Schubert – 1982).

2.4. STRESSUL INTRAPLACĂ

Mişcările în plan plan orizontal pe care le suferă plăcile tectonice, reprezintă , la nivel global, suma eforturilor compresionale, respectiv extensionale ce acţionează asupra acestora.

În aceste condiţii, plăcile litosferice, sub acţiunea stressului, suferă modificări relativ importante ale parametrilor de stare, relevantă fiind, în

primul rând, modificarea rigidităţii plăcii. Astfel, mişcările convergente (compresionale) induc o scădere a rigidităţii plăcii, în general, dar mai ales în zonele marginilor implicate direct în procese compresionale. Similar, forţele extensionale induc (cu mai puţină evidenţă) o mărire a rigidităţii plăcilor tectonice.

Deşi efectele stressului intraplacă asupra subsidenţei bazinului sunt mai puţin evidente şi cuantificarea lui ca proces singular practic imposibilă, nu poate fi neglijată ponderea sa în evoluţia bazinelor de sedimentare, mai ales pentru zonele cu o tectonică mai activă.

CAPITOLUL 3 ANALIZA SUBSIDENȚEI BAZINELOR

3.1. ANALIZA GEOCRONOLOGICĂ

3.1.1. PRINCIPII GENERALE

Scopul analizei geoistorice este acela de a evidenția poziția în plan vertical (scufundare → îngropare, ridicare → eroziune) a formațiunilor geologice din momentul sedimentării / formării acestora până în prezent. Urmărind un anumit orizont stratigrafic de-a lungul evoluției bazinului studiat se realizează un istoric al subsidenței / ridicării zonei cercetate (fig. 3.1).

Pentru realizarea unei analize geoistorice corecte este necesară cunoașterea mai multor date stratigrafice și tectonice referitoare la bazinul sedimentar respectiv. Astfel, in primul rând este necesară întocmirea unei coloane stratigrafice care să includă grosimile actuale ale unităților stratigrafice, tipurile litologice, vârsta orizonturilor, nivelul paleoeustatic în evoluția bazinului. De asemenea, în analiză, pot fi folosite valorile diferiților parametri fizici și anume: porozitatea rocilor, gradienții (litostatic, de presiune și termic) natura și distribuția fluidelor interstițiale.

Pe datele, relativ sigure, mai sus menționate se grefează un eșafodaj de ipoteze privind modelul evoluției bazinului. Pentru o mai corectă evaluare analiza trebuie bazată pe studiul unităților stratigrafice de grosime mare, cu depozite de apă puțin adâncă.

Chiar și în condițiile susmenționate, în general, se poate studia numai evoluția evenimentelor majore privind areale și perioade de timp extinse.

Analiza geoistorică este redată sintetic prin grafice cunoscute în general sub denumirea de grafice (curbe) de îngropare a sedimentelor. Acestea conțin mai mulți parametrii plasați pe scări diferite și care coroborați definesc istoricul de îngropare al sedimentelor.

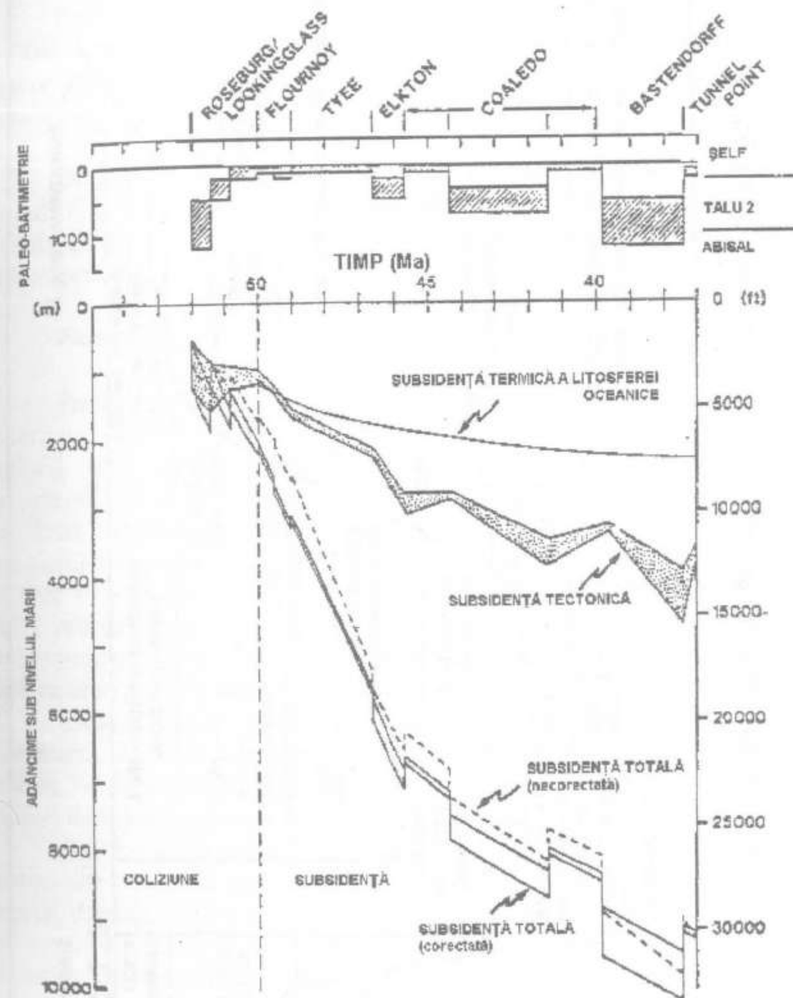


Fig. 3.1. Istoricul subsidenței unui bazin sedimentar (Oregon Coast Range) în timpul Eocenului (după Heller 1983)

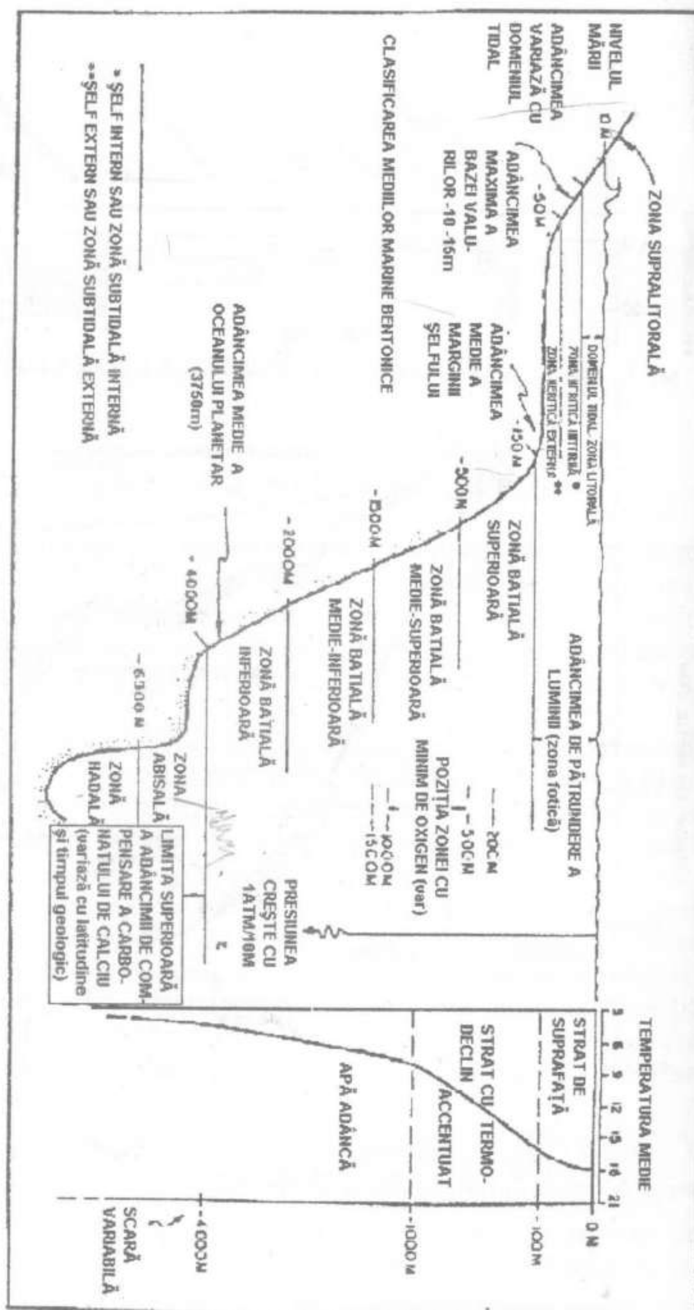



Fig.3.2. Exemplu de scară paleobatimetrică (după Ingle 1980)

Scara timpului

Pentru a putea fi poziţionate cu cât mai mare exactitate elementele temporare privitoare la evoluţia bazinului este necesară evidenţierea unor repere stratigrafice cu grad de generalitate la nivelul bazinului studiat şi corelabile cu date cunoscute la nivelul altor zone studiate anterior.

De asemenea, în raportarea temporală, de multe ori, sunt folosite criterii diferite (radiogenic, biostratigrafic, structural) astfel că poziţia unui eveniment pe scara temporală poate fi diferită ceea ce generează confuzii şi interpretări greşite.

Paleobatimetria ÷ Paleoaltitudinea

Precizarea adâncimii, respectiv altitudinii mediului de formare al diferitelor secvenţe depoziţionale este de cele mai multe ori mult mai dificilă decât datele temporale. Astfel, în cazul sedimentelor submarine raportarea adâncimii bazinului în momentul formării sedimentelor se face pe baza studiilor paleoecologice, respectiv prin corelarea tipurilor, asociaţiilor fosilelor conţinute de orizontul respectiv şi condiţiile de mediu în care au trăit acestea. Dacă în cazul depozitelor de adâncime redusă (de şelf) erorile sunt relativ mici, în cazul depozitelor de mare adâncă determinarea exactă a adâncimii bazinului este mai greu de realizat şi pot apărea erori semnificative (fig. 3.2.).

Situaţia este şi mai dificilă în cazul studierii depozitelor continentale. Estimarea evoluţiei acestora în raport cu nivelul mării este realizată, de obicei, pe baza studiilor paleontologice care, de multe ori, pot avea un grad ridicat de incertitudine.

Tot pentru estimarea altitudinii mai pot fi luate în calcul: panta sistemelor fluviatile, nivelul de referinţă al punctului de vărsare în bazinul marin, depărtarea de linia ţărmului sau de punctul de confluenţă, etc. Faţă de aceste situaţii este necesară asumarea unei marje de eroare ridicată şi încadrarea între anumite limite a valorilor calculate astfel ca, prin corelare cu scenarii echivalente referitoare la alte zone / bazine , să se realizeze o bună compatibilitate.

Efectul (corecţia) compactării

Fenomenele de compactare ale sedimentelor după depozitarea acestora sunt extrem de variate fiind dependente de o multitudine de factori şi anume: tipul litologic, adâncimea de îngropare, rata îngropării, suprapresiuni, diageneze. Toate acestea îngreunează obţinerea unei corelări

sigure între parametrii fizici actuali (porozitate, densitate) şi condiţiile iniţiale de formare a sedimentelor. În figura 3.3 sunt reprezentate curbele de compactare ale diferitelor tipuri de roci în funcţie de adâncime.

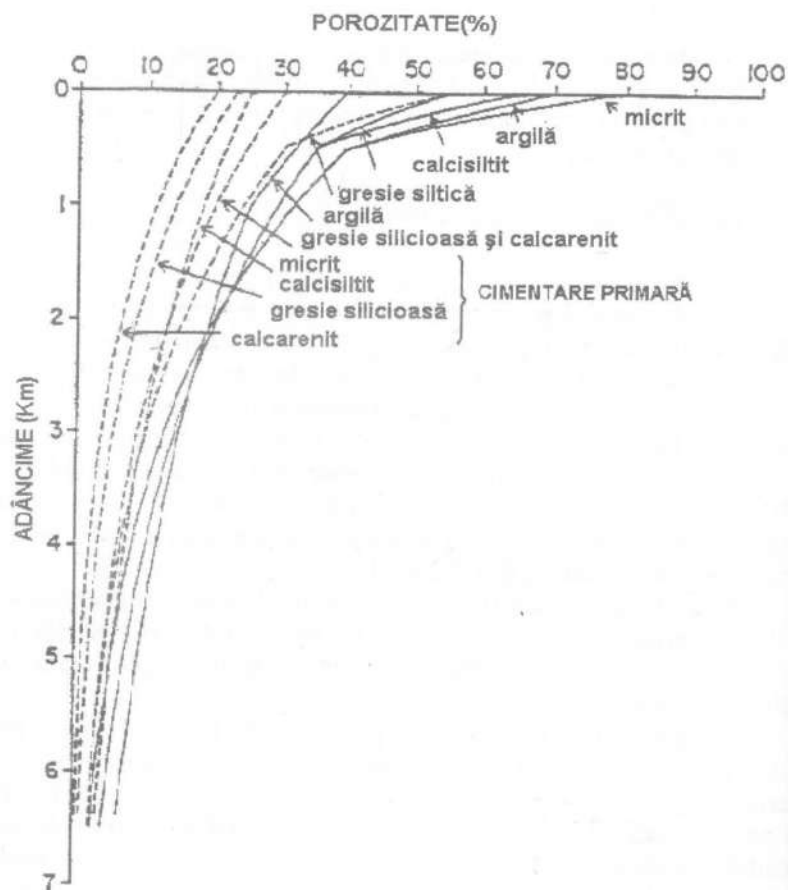


Fig. 3.3. Variaţia porozităţii diferitelor tipuri de roci în funcţie de adâncime datorită numai proceselor de compactare - linie continuă, sau în condiţiile existenţei unei cimentări primare - linie întreruptă, (după Bond 1983, din Heller et.al.1990)

Nivelul eustatic

Schimbările nivelului apelor bazinului, atunci când nu sunt observate şi cuantificate, pot introduce erori în calcularea subsidenţei bazinelor deoarece nivelul mării este un parametru destul de important în calcularea acesteia. Dacă nivelul apei creşte se va înregistra o creştere a adâncimii bazinului; aceasta poate apare ca o creştere a subsidenţei bazinului deşi, în realitate, subsidenţa nu a suferit modificări. Analog, o scădere a nivelului eustatic poate fi interpretată în mod eronat ca o reducere a subsidenţei bazinului.

Nu există metode infailibile de evidenţiere şi evaluare a schimbărilor nivelului apelor bazinului deoarece nu există un consens referitor la magnitudinea schimbărilor nivelului mărilor (oceanului planetar) în timp. O modalitate mai sigură de abordare a acestei probleme constă în corelarea variaţiilor batimetrice de mică amplitudine (zeci de metri) şi de scurtă durată cu evenimentele eustatice.

Faţă de această situaţie folosirea în calcul a unor secvenţe depoziţionale de grosime mare şi a fluctuaţiilor batimetrice majore efectul variaţiilor nivelului eustatic va fi redus.

Prezentarea datelor

Pentru facilitarea calculului subsidenţei este indicată gruparea datelor într-un sinoptic general care să simplifice accesarea şi corelarea acestora. Un model cvasiunanim acceptat este cel realizat de Ingle în 1980 (fig. 3.4.). Pe două coloane distincte sunt reprezentate datele referitoare la grosimea, respectiv durata de acumulare, a formaţiunilor. Sunt de asemenea prezentate date referitoare la paleobatimetrie, litologie, faciesuri, etc.

3.1.2. ETAPELE CONSTRUIRII CURBELOR DE SUBSIDENŢĂ

Deşi reconstituirea evoluţiei geocronologice a formaţiunilor implică folosirea unor algoritmi extrem de complicaţi în principiu se pot evidenţia 3 etape principale în construirea curbelor de subsidenţă.

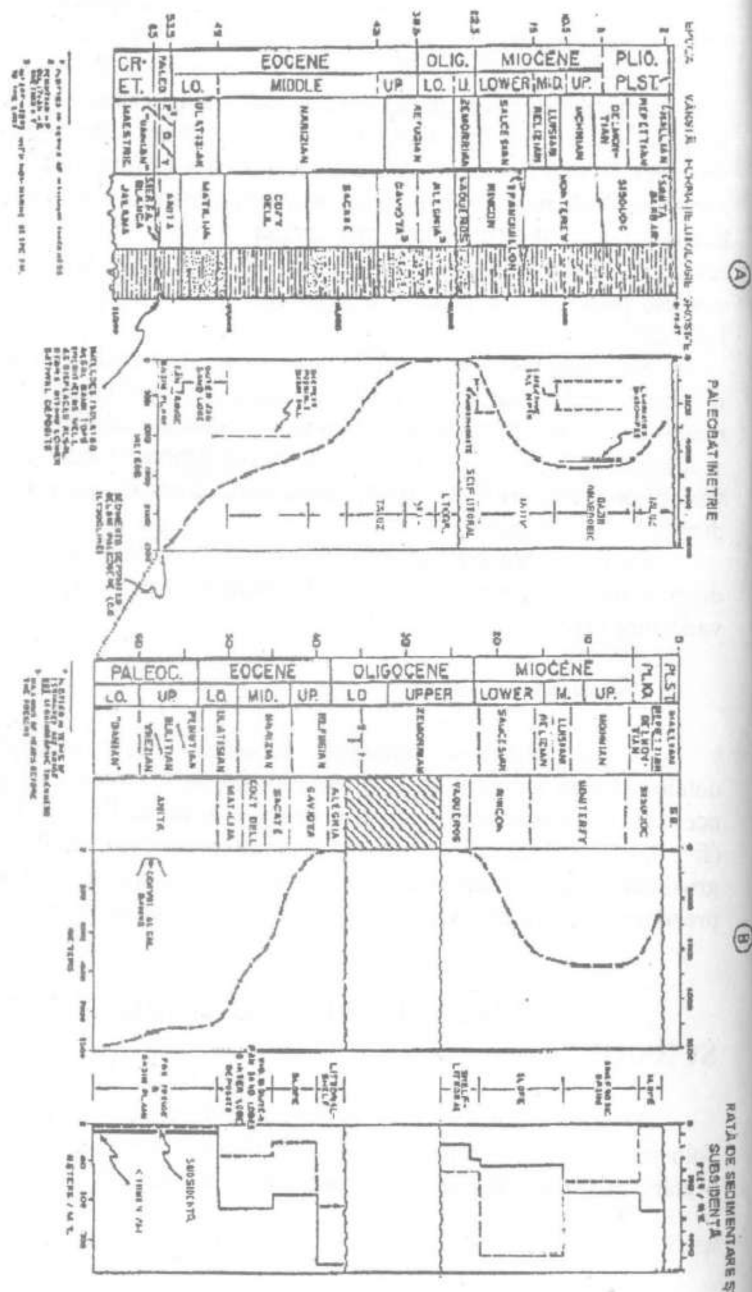


Fig 3.4 Reprezentarea sintetică a datelor necesare analizei subsidenței bazinelor (după Ingle, 1980)

3.1.2.1. ACUMULAREA SEDIMENTELOR

În primul rând se ridică un grafic sintetic al acumularii sedimentelor în timp (fig. 3.5.). În exemplul dat intervalul de timp este marcat de momentele T_1 la T_4. În final (T_4) este reprezentată grosimea actuală a fiecărei unități stratigrafice. Considerând că în fiecare interval de timp s-a format o stivă de sedimente constantă, egală cu rata de sedimentare acumularea va fi liniar

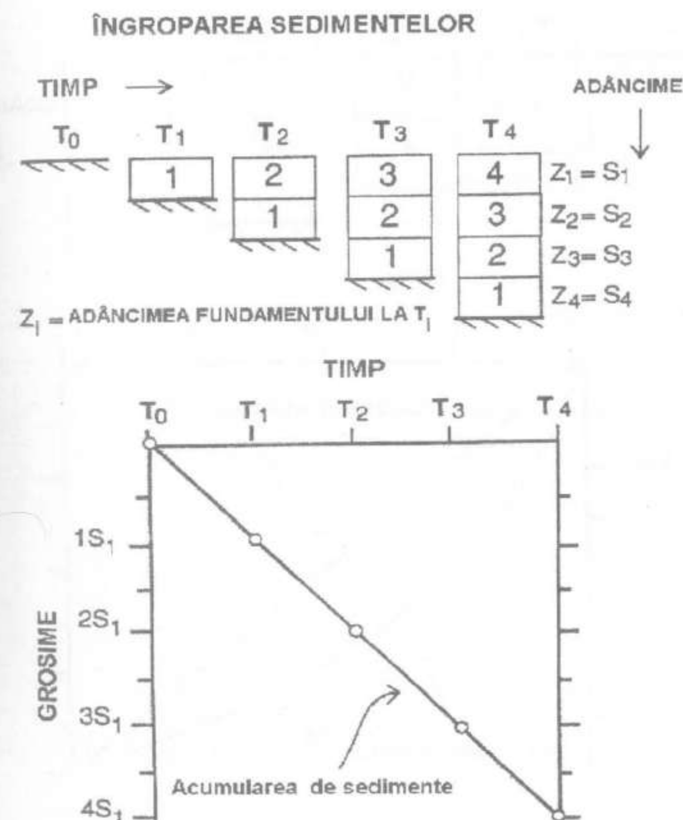


Fig. 3.5. Reconstituirea evoluției acumulării sedimentelor pe baza grosimilor actuale (necorectate) ale formațiunilor.

3.1.2.2. DECOMPACTAREA

Pe măsură ce se acumulează sedimentele creează o sarcină litostatic[ă] asupra celor precedente. În aceste condiții grosimea reală a stiv[ei] sedimentare la un moment oarecare va fi mai mare decât cea rezultată di[n] graficul prezentat anterior (fig. 3.6).

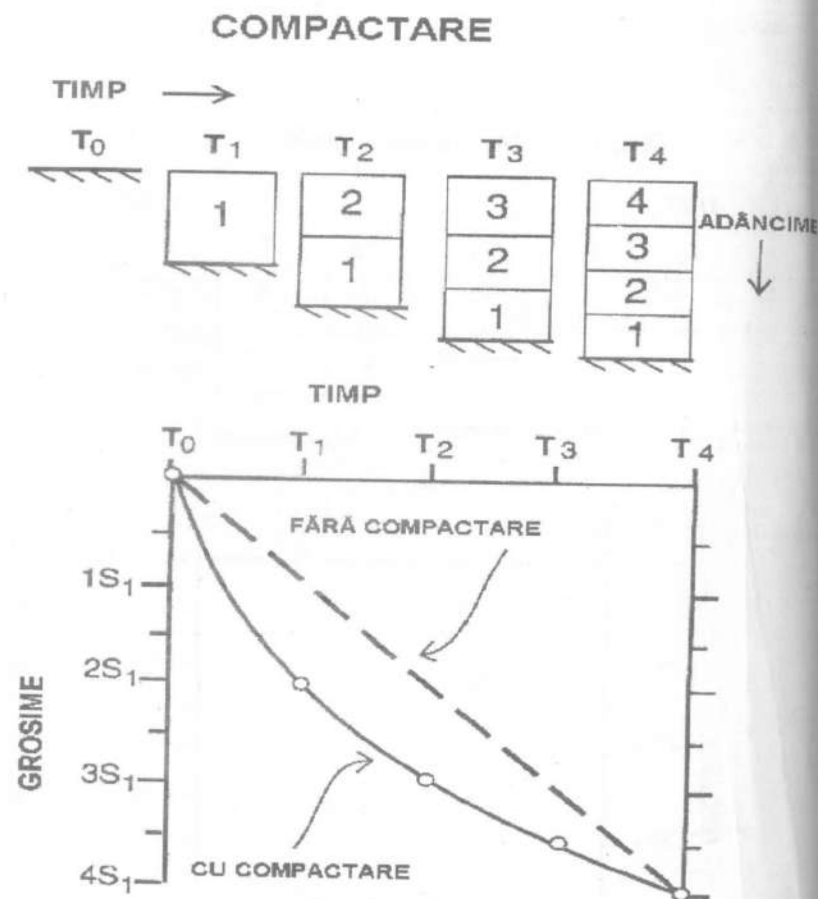


Fig. 3.6. Reprezentarea schematică a decompactării sedimentelor

Se pot observa totuşi că există şi puncte în care curba sedimentelor decompactate se confundă cu gradientul liniar al acumulării sedimentelor. Aceste puncte corespund momentului de inițiere a acumulării în bazin (T_0) când practic nu s-au format încă sedimente şi momentului actual (T_4) când compactarea a acționat deja asupra unităților anterioare astfel că grosimile totale coincid.

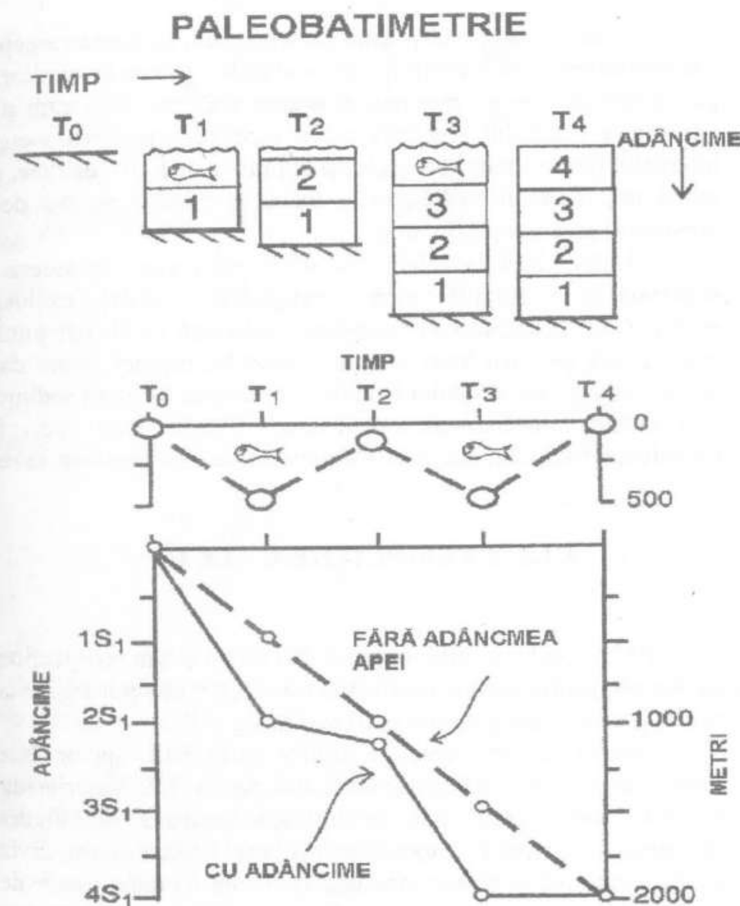


Fig. 3.7. Completarea analizei geoistorice cu date paleobatimetrice (după Angevine et.al. 1990)

Atunci când în studiul evoluției bazinului se pleacă de la un moment ulterior inițierii bazinului (există sedimente anterioare) va apărea un decalaj

al valorilor de pe curba sedimentelor decompactate şi gradientul liniar al grosimilor.

3.1.2.3. PALEOBATIMETRIA

Curba finală de subsidenţă încorporează, pe lângă corecţiile datorate decompactării sedimentelor, şi variaţiile paleoadâncimilor. Situaţiile prezentate anterior au presupus existenţa unui echilibru între subsidenţă şi adâncimea bazinului respectiv astfel încât sedimentarea a cuprins întreg intervalul dintre fundul bazinului şi suprafaţa apei. În realitate, de cele mai multe ori, deasupra sedimentelor există o coloană de apă de o anumită grosime şi care variază în timp.

Astfel, dacă la calcularea subsidenţei vom considera că sarcina suportată de o anumită unitate stratigrafică este dată exclusiv de stiva sedimentelor suprajacente, subsidenţa calculată va fi mai mică decât cea reală. Dacă, pe baza unor indicatori paleobatimetrici, avem date (dovezi) privind adâncimea fundului bazinului în timpul formării sedimentelor (fig. 3.7) putem introduce această valoare (adâncimea apei) în calculul subsidenţei bazinului rezultatele obţinute fiind mai aproape de realitate.

3.1.3. EXEMPLU DE CALCUL

Pe baza informaţiilor obţinute din foraje şi/sau prospecţiuni geofizice s-a definit, pentru o zonă aparţinând unui bazin de tip margine continentală pasivă profilul litostratigafic prezentat în fig. 3.8.

Pentru determinarea variaţiilor adâncimii apelor bazinului s-a considerat modelul paleobatimetric din figura 3.9. Valorile de adâncime creditate sunt reprezentate pe coloana mediană din figura 3.8. De asemenea, intervalul corespunzător evoluţiei bazinului este divizat în şapte unităţi stratigrafice dintre care una (unitatea 4) corespunde de fapt unei discordanţe majore (coloana din stânga) respectiv unui interval de exondare caracterizat prin lipsa sedimentelor şi (mai mult sau mai puţin) de eroziune respectiv unui hiatus îndelungat (coloana din dreapta).

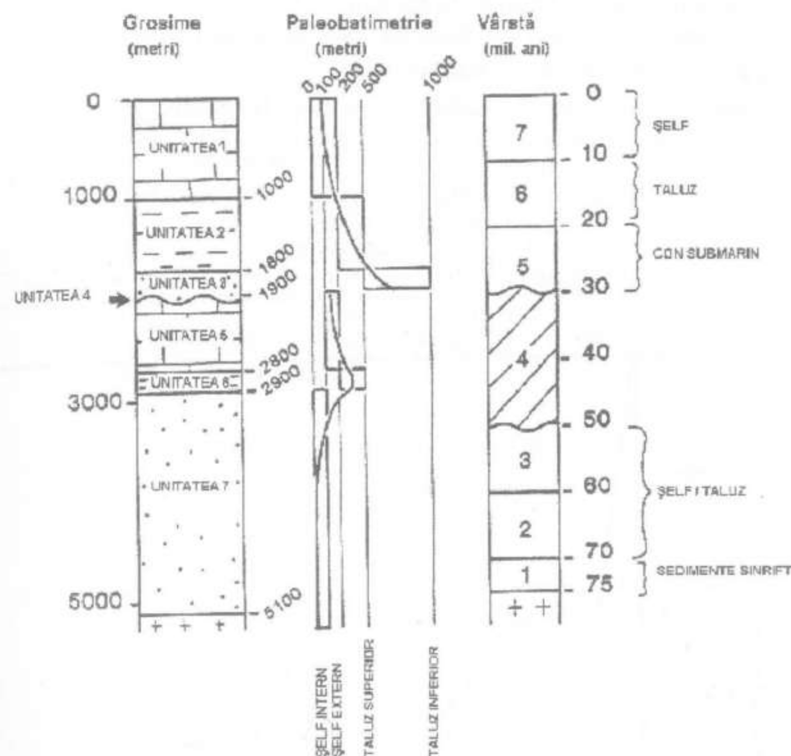


Fig. 3.8. Model de prezentare a datelor folosite în analiza subsidenţei bazinelor sedimentare

Criteriile de divizare ale secţiunii litostratigrafice în unităţi pot diferi de la un exemplu la altul principala cerinţă fiind aceea de a defini perioade de timp şi depozite cu o evoluţie unitară. În exemplul ales criteriile (principale) avute în vedere la împărţirea coloanei stratigrafice în unităţi au fost următoarele:

- abundenţa şi precizia reperelor stratigrafice capabile să fixeze vârsta sedimentelor, criteriu esenţial dacă se are in vedere că subsidenţa se raportează la timp;
- numărul de discordanţe majore, dacă aceste reprezintă hiatusuri suficient de mari, semnificative pentru figurarea lor în graficul subsidenţei;

- schimbări majore în paleobatimetria bazinului atunci când sunt suficiente indicii referitoare la acestea;
- schimbări importante de litologie care necesită coprecții diferite ale gradului de compactare a sedimentelor;
- scopul pentru care se realizează studiul respectiv, focusarea pe o anumită perioadă de timp și evoluția depozitelor aferente acesteia (obiective de interes).

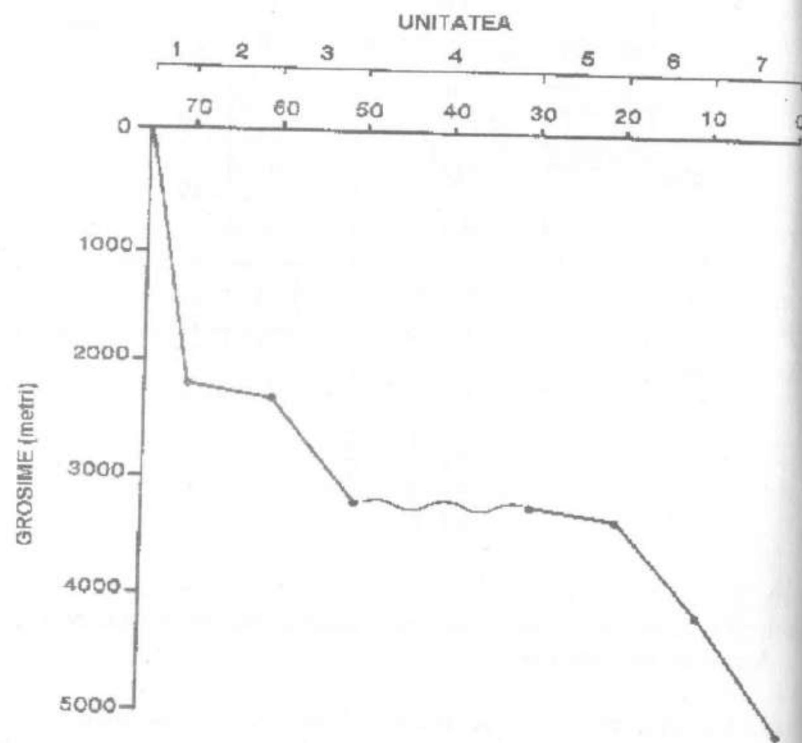
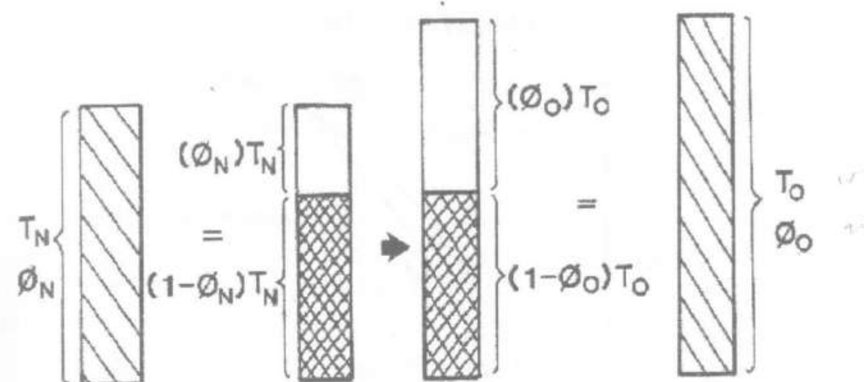


Fig. 3.9. Diagramă primară (stratigrafică) de îngropare a sedimentelor

a) Corecția pentru compactarea sedimentelor

Într-o primă etapă, prin compilarea datelor privind grosimile actuale ale unităților stratigrafice se poate trasa o curbă simplă de acumulare a sedimentelor (fig. 3.10). Următoarea etapă constă în corectarea grosimilor unităților în funcție de gradul de compactare al sedimentelor.



Exemplu $(1-\emptyset_N)T_N = (1-\emptyset_O)T_O$

LEGENDA

T grosime
Ø porozitate
o inițială
N actuală

$$T_O = \frac{(1-\emptyset_N)T_N}{1-\emptyset_O}$$

$T_N = 100$ m

$\emptyset_N = 0.20$

$\emptyset_O = 0.50$

$(1-\emptyset_N)T_N = 0.8(100) = 80$ m de sediment

$$T_O = \frac{(1-\emptyset_N)T_N}{1-\emptyset_O} = \frac{80}{0.5} = 160 \text{ m.}$$

Fig. 3.10. Model de calcul a corecției pentru compactarea sedimentelor (după Van Hinte 1978).

Se știe că volumul brut al sedimentelor (rocilor) este constituit, într-o ipoteză simplificatoare, din volumul granulelor minerale și spațiul dintre acestea, respectiv volumul porilor (fig. 3.11).

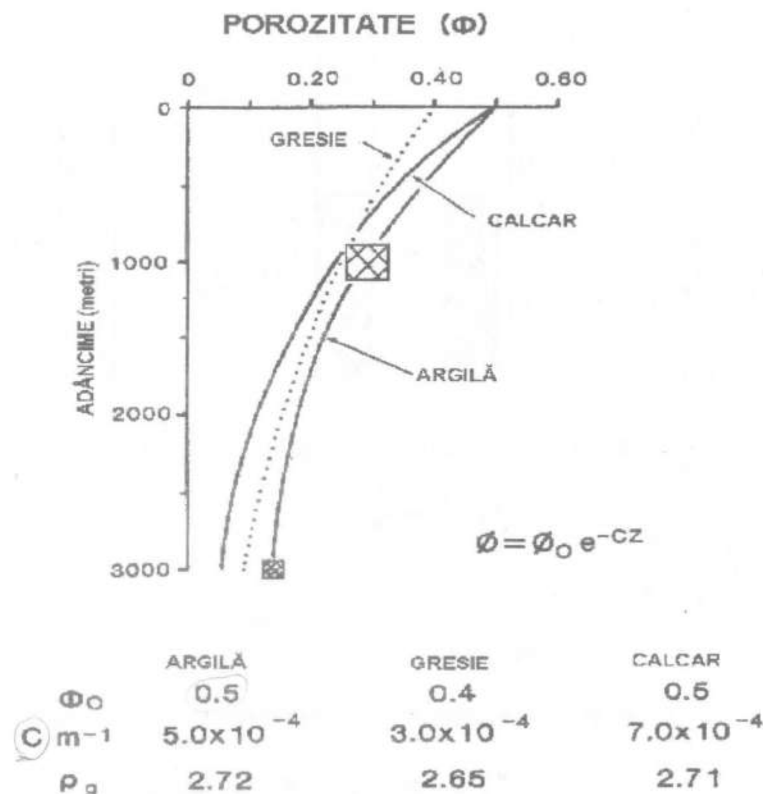


Fig. 3.11. Curbe de variaţie a porozităţii cu adâncimea pentru diferite tipuri de roci (după Christie 1980)

Acestei situaţii îi corespunde o grosime iniţială a sedimentului, H_0. Considerăm că în timpul îngropării sedimentelor nu au loc procese diagenetice care să modifice volumul granulelor minerale. Astfel, orice modificare a grosimii sedimentelor în procesele de compactare ulterioare momentului depunerii acestora se datorează exclusiv variaţiei porozităţii .

În aceste condiţii se poate stabili o relaţie între grosimea actuală a sedimentelor (rocilor) şi grosimea iniţială a acestora (H_0).

$$H_i = \frac{(1-\Phi_a) \bullet H_a}{1-\Phi_i} \qquad (3.1)$$

unde: Φ_a = porozitatea actuală
Φ_i = porozitatea iniţială (în momentul depunerii)
H_a = grosimea actuală a sedimentelor

Rata descreşterii porozităţii în timpul îngroşării pentru diferite tipuri de roci sedimentare poate fi determinată empiric prin relaţiile, respectiv datele, furnizate de diferite studii (de exemplu valorile exemplificate în fig. 3.3). În principiu, variaţia porozităţii unităţii de volum este dată de o relaţie de forma:

$$\Phi_a = \Phi_i \bullet e^{-c \bullet z} \qquad (3.2)$$

în care porozitatea actuală, sau oricare moment al îngropării (ϕ_a) este corelată cu porozitatea iniţială (din momentul depozitării - ϕ_i), adâncimea de îngropare în metri (z) şi constanta corespunzătoare fiecărui tip litologic (c).

În fig. 3.11 sunt ilustrate curbele de decompactare pentru diferite tipuri de roci cât şi parametrii iniţiali folosiţi în exemplul de calcul.

În unele studii se afirmă că porozitatea rocilor descreşte cu adâncimea după o curbă exponenţială indiferent de tipul litologic (fig. 3.12) ceea ce uşurează realizarea programelor pe calculator. În realitate, cea mai corectă metodologie de determinare a porozităţilor este cea bazată pe valorile obţinute din analiza carotelor mecanice, corelarea acestora cu carotajele geofizice de sondă corijarea datelor geofizice şi reiterarea procesului de interpretare până la obţinerea unor erori minime. Această metodologie oferă posibilitatea obţinerii variaţiei porozităţii cu adâncimea, cât şi în funcţie de diferitele tipuri litologice. Pentru a simplifica modelul de calcul, fără a introduce erori semnificative în exemplul nostru, vom folosi valorile din fig. 3.11.

Prin această abordare trebuie să presupunem că toate variaţiile porozităţii cu adâncimea sunt rezultatul fenomenului de compactare. Dacă procesele de cimentare primară (timpurie) sunt semnificative atunci o mare parte din micşorarea porozităţii este posibil să nu se datoreze compactării rocilor.

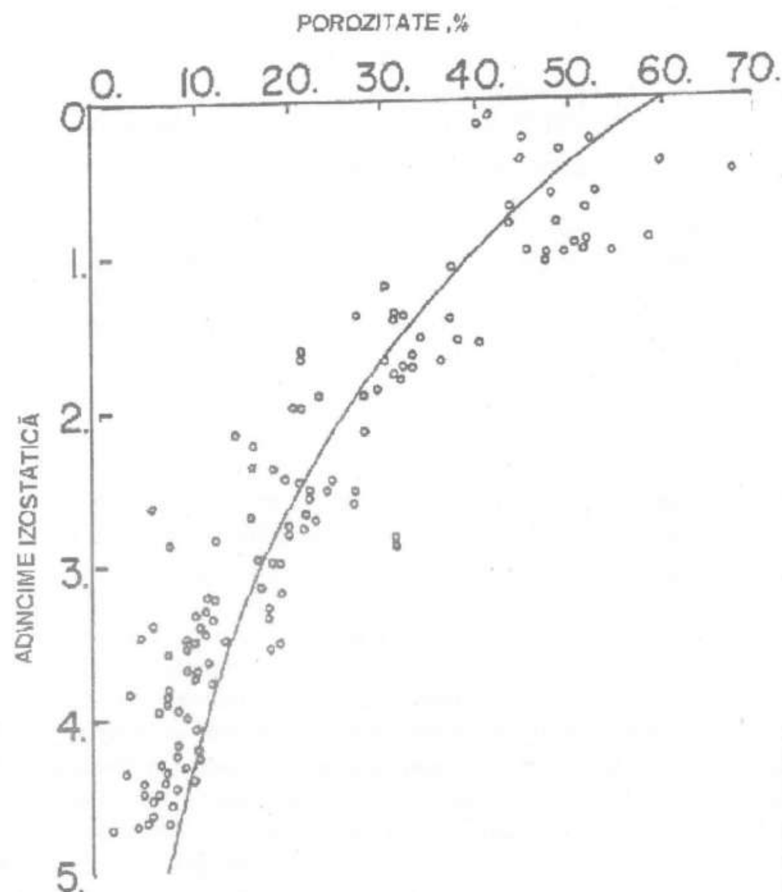


Fig. 3.12. Trasarea curbei de variaţie a porozităţii pe baza datelor din sonde

În această situaţie corecţiile datorate compactării nu se mai execută sau sunt foarte reduse. De asemenea, se pune problema provenienţei cimentului şi a modelului de cimentare; respectiv dacă acesta a fost transportat de la nivelul altei unităţi stratigrafice sau a apărut ca urmare a circulaţiei în sistem deschis la nivelul unităţii studiate.

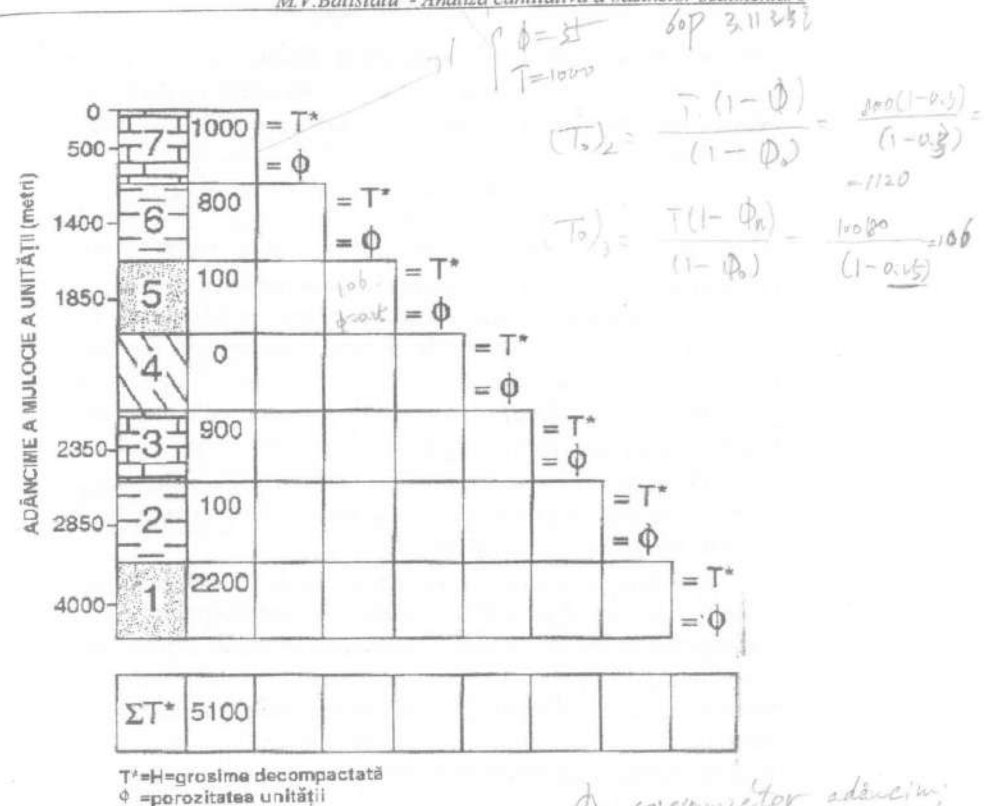


Fig. 3.13. Model de prezentarea datelor necesare efectuării corecţiei pentru compactizarea sedimentelor

Problema variaţiei gradului de compactare în funcţie în funcţie de tipurile litologice (unul sau mai multe tipuri de roci cu comportamente diferite) nu este de natură să influenţeze major rezultatele calculelor deoarece ponderea compactării în totalul subsidenţei este, în general, redusă (sub 10% în cazul depozitelor de grosime mare). Pentru o mai corectă încadrare se pot folosi paliere de valori maximale şi minimale şi, în funcţie de alţi parametrii geologo - geofizici, să se opteze pentru un anumit set de valori, între cele extreme. Pentru o şi mai exactă apreciere a compactării rocilor se poate apela şi la analize petrografice executate pe eşantioane (carote) prelevate din arealul studiat (fig. 3.12).

Cu ajutorul relaţiilor 3.1 şi 3.2 putem estima grosimile unităţilor stratigrafice în diferite momente ale istoricului de îngropare al acestora. Pentru simplificarea calculelor se estimează valorile de porozitate

corespunzătoare adâncimii mijlocului fiecărei unităţi şi considerăm că aceasta este valoarea medie pentru întreaga unitate stratigrafică. Desigur, adâncimea mijlocului unităţi(lor) se modifică în timpul îngropării sedimentelor.

În figura 3.13 este prezentat un tabel cu ajutorul căruia putem reconstitui evoluţia compactării sedimentelor şi grosimile unităţilor stratigrafice în diferite momente (Van Hinte 1978). Astfel, pe prima coloană din partea stângă sunt prezentate (pe baza coloanei litologice din fig. 3.8), litologia şi adâncimea medie pentru fiecare unitate stratigrafică

În coloana următoare, la partea superioară a fiecărei căsuţe sunt trecute grosimile actuale ale unităţilor. Pe bara inferioră se marchează grosimea totală a depozitelor (ΔH) aferentă coloanei suprajacente (şi bineînţeles momentului corespunzător).

Pe baza adâncimilor medii pentru fiecare unitate în parte se pot calcula valorile porozităţilor fie analitic, din relaţia 3.2, fie direct din graficul ϕ/H prezentat în figura 3.12.

Coloana următoare reprezintă situaţia existentă în momentul încheierii depunerii unităţii 6, respectiv înaintea depunerii unităţii 7. Pentru aceasta practic îndepărtăm grosimea ultimei unităţi depoziţionale limita 7/6 devenind astfel punctul de adâncime 0 al coloanei. Se calculează, pe baza adâncimii punctului mediu, porozitatea medie a unităţii 6 şi cu ajutorul acestuia, conform relaţiei 3.1, se poate calcula grosimea iniţială (decompactată) a unităţii stratigrafice.

În continuare se calculează valorile de porozitate şi grosimile unităţilor subjacente ale coloanei, iar pe bara din bază, în dreptul coloanei, se însumează grosimea totală a celor 6 unităţi.

În mod similar se procedează cu fiecare coloană (5...1) prin îndepărtarea consecutivă a celei mai noi unităţi şi calcularea valorilor susmenţionate (fig. 3.14.).

Deoarece în calculul corecţiilor de compactare pot apărea erori care, deşi sunt relativ mici, prin însumare pot deveni semnificative, la calcularea valorilor de grosime şi porozitate pentru fiecare coloană în parte se folosesc ca date de intrare valorile din prima coloană îndepărtându-se pe rând unităţile stratigrafice în ordinea lor descrescătoare

Astfel, pentru coloana 5-1 se îndepărtează unităţile 6+7, pentru coloana 4-1 unităţile 5+6+7, ş.a.m.d..

În acest mod se realizează "decompactarea" în timp a fiecărei unităţi stratigrafice. În figura 3.14 sunt prezentate valorile obţinute la decompactarea unităţilor stratigrafice din coloana prezentată anterior (fig. 3.8).

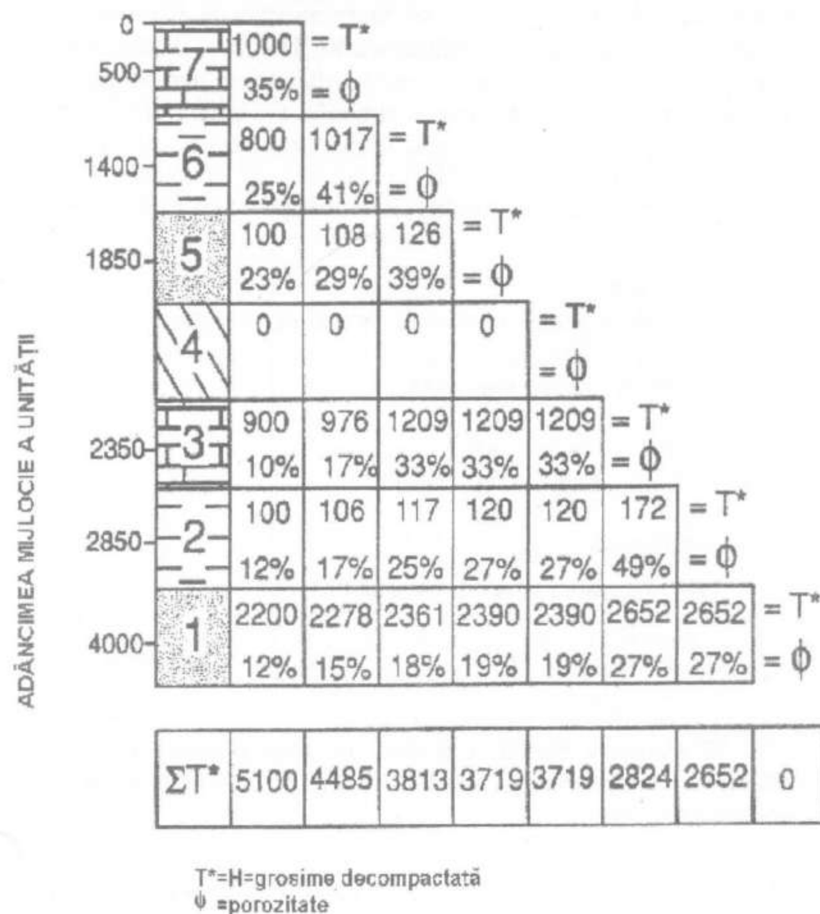


Fig. 3.14. Calcularea grosimilor decompactate ale sedimentelor

b). Calculul "corect " al decompactării

Tehnica de calcul a decompactării stratelor prezentată anterior este totuşi mai puţin precisă. Pentru o mai mare acurateţe în rezolvare, mai ales când se doreşte realizarea unui program de prelucrare automată a datelor, se poate folosi un algoritm mai elaborat. În figura 3.15. este reprezentată în mod schematic problema decompactării, respectiv eroarea introdusă prin folosirea valorilor medii pe interval (unitate) faţă de valorile corecte de

compactare plotate în graficul din figura menționată. Considerăm o unitate de grosime H_a îngropată la adâncimea Z_a. Dorim să determinăm grosimea acesteia într-un moment anterior când unitatea era îngropată la o adâncime Z_i (pentru conformitate s-a folosit simbolul i = inițial, dar determinarea se poate face pentru orice moment, respectiv adâncime de îngropare de la inițierea procesului până în prezent). Ipotezele de bază sunt:

- porozitatea descrește cu adâncimea după o lege exponențială:

$$\Phi_a = \Phi_i \bullet e^{-c \bullet z} \tag{3.2}$$

-volumul granulelor minerale de roci este constant.

În această situație vom avea:

$$\int_{z_i}^{z_i+H_i} (1-\Phi)dz = \int_{z_a}^{z_a+H_a} (1-\Phi)dz \tag{3.3}$$

Prin rezolvarea integralelor se obține:

$$H_i + \frac{\Phi_i}{C} \bullet e^{(-c \bullet z_i)} \bullet [e^{(-c \bullet H_i)} - 1] = H_a + \frac{\Phi}{C} \bullet e^{(-c \bullet z_a)} \bullet [e^{(-c \bullet H_a)} - 1] \tag{3.4}$$

O rezolvare directă a ecuației nu este posibilă astfel că cea mai eficientă metodă de lucru constă în izolarea lui H_i (grosimea decompactată) obținându-se relația:

$$H_i = -\frac{\Phi}{C} \bullet e^{(-c \bullet z_i)} \bullet [e^{(-c \bullet H_i)} - 1] + H_a + \frac{\Phi}{C} \bullet e^{(-c \bullet z_a)} \bullet [e^{(-c \bullet H_a)} - 1] \tag{3.5}$$

iar în continuare să se dea valori grosimii inițiale H_i pentru care să se obțină verificarea relației de mai sus (3.5). Prin încercări succesive se poate determina o valoare H_i care să verifice egalitatea sau marja de eroare să fie acceptabilă.

Să folosim acest proces interativ în comparație cu rezultatele obținute anterior în cazul decompactării unității stratigrafice 6 (fig. 3.14.). Roca este o argilă așa că vom avea constanta de compactare $c = 5\ 10^{-4}\ m^{-1}$ și porozitatea inițială $\phi = 0{,}5$. Adâncimea actuală a limitei superioare a unității este de 1000 m și grosimea (H_a) de 800 m. Care este grosimea acestei unități la sfârșitul depunerii sale (H_i)?

În primul rând introducem valorile cunoscute în relația (3.5) și vom obține:

$$H_i = -1000 \bullet e^{(-5 \bullet 10^{-4} \bullet H_i)} + 1599.9 \tag{3.6}$$

unde H_i este exprimată în metri.

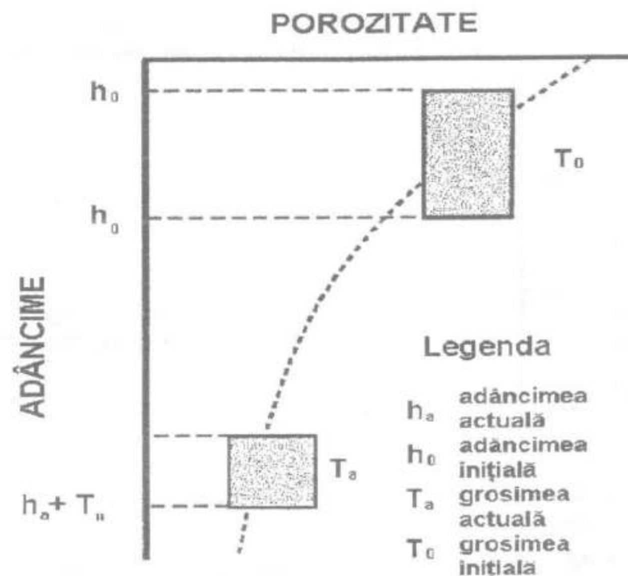


Fig. 3.15. Exemplificarea marjei de eroare ce poate fi introdusă la calcularea decompactării sedimentelor prin folosirea valorilor medii de interval pentru porozitate (după Heller 1990).

Dacă se dorește estimarea variațiilor nivelului apelor mării folosindu-se secțiuni balansate este necesară folosirea algoritmului de calcul al decompactării "corecte", mai ales când unitățile lito - stratigrafice sunt de grosime mare, peste 100 m.

Atunci când se are în vedere în principal istoricul subsidenței tectonice și grosimea unităților este redusă, sub 100 m, metoda aproximativă poate fi folosită fără riscul introducerii unor erori.

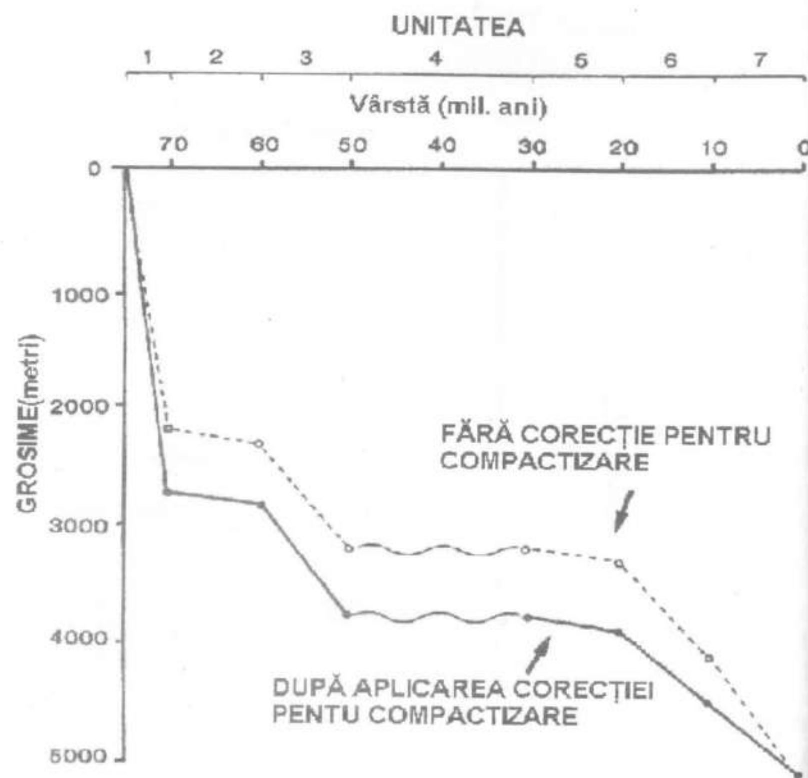


Fig. 3.16. Curba de subsidență corectată cu gradul de compactare al sedimentelor pentru datele din exemplul

O primă valoare a lui H_i poate fi luată grosimea actuală $H_a = 800$ m. Din calcule vom obține $H_i = 929{,}58$ m. Introducem această valoare în ecuație și vom obține $H_i = 971{,}63$ m. Continuând în același mod obținem seria de valori: 800; 929,58; 971,63; 984,71; 988,71; 989,94; 990,31; 990,42; 990,46; 990,47. Astfel s-a ajuns la soluția $H_i = 990{,}47$. Această valoare este mai mică cu 27 m decât cea obținută prin metoda mediei de

interval folosită la determinarea aproximativă, ceea ce înseamnă o eroare mai mică de 3%.

După estimarea decompactării sedimentelor se poate trasa curba de acumulare a sedimentelor pentru secvența studiată (fig. 3.16). Această curbă a îndepărtat efectele compactării din secțiune.
Deoarece corecțiile de compactare au un caracter general, curba finală reprezintă numai o aproximare a curbei reale de acumulare a sedimentelor. În general, are loc o supraestimare a grosimilor unităților atunci când procesele de cimentare au avut un rol semnificativ în litificarea unităților sedimentare.

c. Curba subsidenței totale

După stabilirea corecțiilor datorate compactării sedimentelor pentru obținerea curbei subsidenței totale la valorile obținute (grosimi decompactate) se însumează datele paleobatimetrice estimate pe baza celor menționate anterior (fig. 3.17).

Deoarece indicațiile privind adâncimea apei sunt cuprinse într-o plajă de valori mai mult sau mai puțin extinsă (Vail et. al. 1977) în cazul estimării subsidenței totale se pot folosi paliere de valori minimale și maximale sau acestea se ponderează după o curbă ce include valori medii de adâncime.

Referindu-ne la exemplul studiat se poate observa că evoluția bazinului debutează printr-o fază de subsidență rapidă pentru ca în continuare aceasta să descrească lent și să se manifeste în continuare printr-o rată minimă sau chiar să apară fenomene de inversare, respectiv o ridicare a fundului bazinului marcată în dreptul punctului de 20.000.000 ani.

Hiatusul reprezentat de unitatea 4 poate fi interpretat în mai multe moduri fără ca (datorită lipsei datelor certe) nici unul dintre acestea să fie respins sau acceptat fără rezerve.

O primă remarcă se referă la diferența datelor de paleobatimetrie între unitățile adiacente suprafeței de discordanță. Astfel, la partea superioară a unității 3 adâncimea bazinului era de aproximativ 100 m, în timp ce sedimentele din baza unității 5 corespund unei adâncimi de peste 500 m.

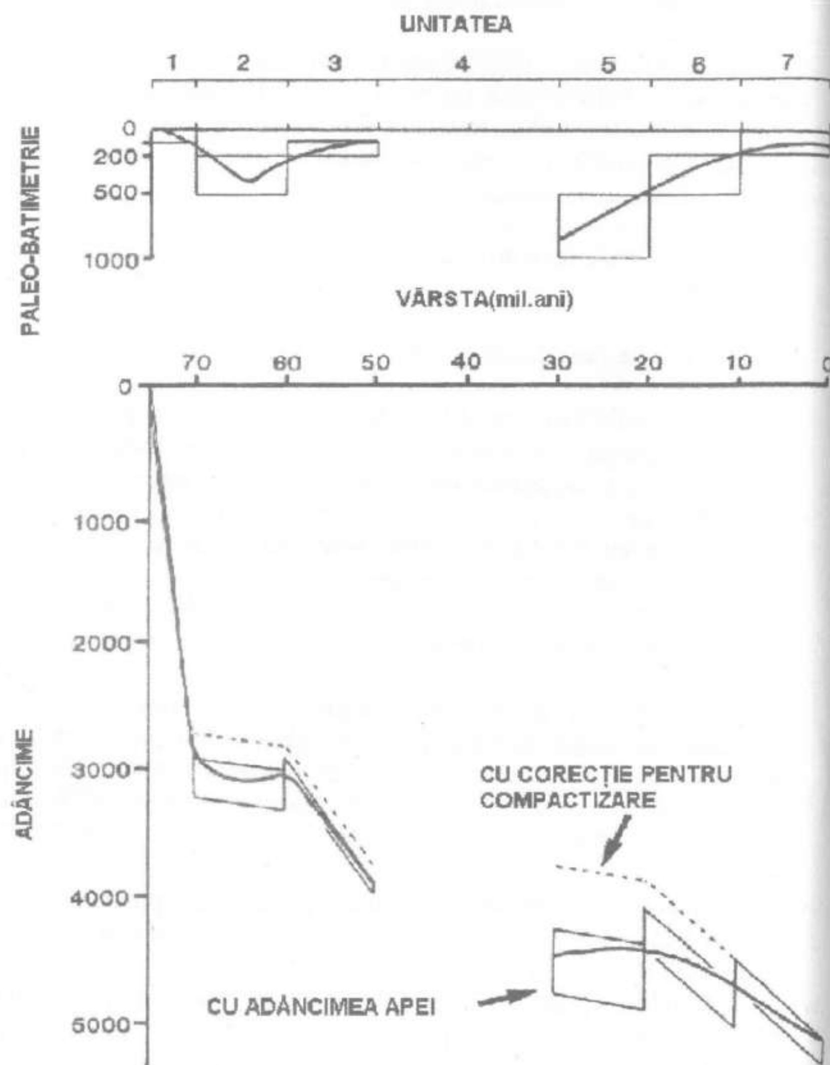


Fig. 3.17. Curba subsidenței totale calculate pentru efectul de compactizare a sedimentelor și variația adâncimii apei bazinului.

Pe baza acestor date se poate considera că în intervalul corespunzător hiatusului a avut loc o subsidență continuă fără însă a se forma, respectiv distruge (sedimentare → eroziune) depozite.

Probabilitatea ca într-o perioadă de timp relativ extinsă (cca 20 milioane ani) să existe un echilibru perfect între procesele de sedimentare, subsidență și eroziune astfel încât să nu se formeze sau să se distrugă depozite sedimentare este foarte redusă, însă lipsa datelor privind evoluția bazinului în timpul lacunei stratigrafice ne obligă să considerăm valabilă ipoteza subsidenței continue în condiții de nesedimentare.

Variațiile de adâncime datorate fluctuațiilor eustatice sunt mai greu de evidențiat și se bazează în principiu pe compararea curbelor de subsidență sincrone, dar aparținând unor zone diferite.

Atunci când apar perioade de subsidență sincrone în bazine diferite cu evoluții distincte, treapta de subsidență poate reprezenta o schimbare a nivelului apelor oceanului planetar (Heller 1982).

O altă modalitate de estimare a variațiilor eustatice constă în compararea treptelor din curbele de subsidență totală cu variațiile în timp ale nivelului eustatic estimate de diferiți cercetători (de exemplu Haq et al. 1987).

3.2. CALCULUL SUBSIDENȚEI TECTONICE

Curba subsidenței totale, așa cum a fost ea calculată anterior, reprezintă efectul cumulat al tuturor factorilor implicați în subsidența bazinului respectiv: încărcarea cu sedimente, încărcarea tectonică și schimbările nivelului eustatic (corecția de compactare fiind deja realizată).

Atunci când ne propunem studierea și cuantificarea proceselor tectonice și/sau schimbările de nivel eustatic este necesară eliminarea efectului încărcării cu sedimente a fundului bazinului din curba subsidenței totale. Cea mai simplă metodă de realizare a cuantificării și estimării acestui efect constă în aplicarea , la scară restrânsă (pentru secțiunea studiată), a modelului de echilibrare izostatică, ceea ce ne permite îndepărtarea consecutivă a sarcinii exercitate de unitățile stratigrafice componente ale secțiunii studiate, de la suprafață în adâncime.

Această tehnică simplistă nu se poate aplica însă unor zone întinse sau întregului bazin sedimentar deoarece, în interpretarea subsidenței la scară regională intervin în mod variat, fluxul geotermic și subsidența flexurală. Astfel, rezultatele obținute prin izostazie locală pot fi eronate când ne referim la întreg arealul bazinului sedimentar.

Principalele avantaje ale backstripping - ului izostatic constau în simplitatea algoritmului, cantitatea redusă de date la care se apelează (în comparație cu analiza flexurală bi sau tridimensională) și obținerea unor rezultate destul de exacte pentru o secțiune cu extindere orizontală redusă.

De asemenea, dacă pe anumite zone nu apar varietăți semnificative ale grosimilor unităților stratigrafice, backstripping - ul izostatic poate da rezultate similare izostaziei flexurale.

3.2.1. BACKSTRIPPING

Prin backstripping se înțelege calcularea și estimarea efectului de subsidență al încărcăturii sedimentare asupra fundului bazinului depozițional, respectiv aplicarea balansării izostatice pentru depozitele sedimentare.

Considerăm un bazin sedimentar care, fără a fi afectat de procese tectonice, este colmatat cu sedimente într-o anumită perioadă de timp (fig. 3.18). Pe măsură ce se acumulează sedimente sarcina exercitată de acestea asupra fundului bazinului duce la subsidență. Aceasta poate fi determinată folosind egalitatea sarcinilor la suprafața de compensație izostatică (vezi cap. 2). Astfel relația 2.1 devine:

$$\rho_a \bullet Z + H_L \bullet \rho_l + \rho_{ma} \bullet X = \rho_s \bullet H_s + H_L \bullet \rho_L + \rho_{ma} \bullet (Z + X' - H_s) \qquad (3.7)$$

unde:

ρ = densitatea
a = apei
l = litosferei
ma = astenosferică
s = sedimentelor
Z = adâncimea apei din bazin
H_s = grosimea sedimentelor
H_l = grosimea litosferei
X, X' = grosimea astenosferei deasupra suprafeței de compensare izostatică

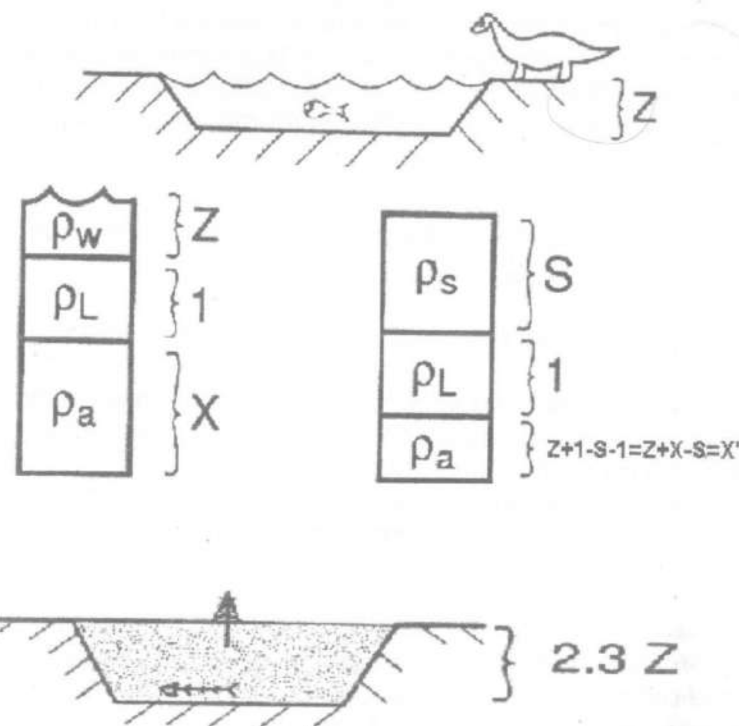


Fig. 3.18. Reprezentarea modelului geologic pentru calculul izostatic al grosimii umpluturii sedimentare a bazinelor (după Angevine, Heller și Paola 1990).

respectiv:

$$(\rho_{ma} - \rho_s) \bullet H_s = (\rho_{ma} - \rho_a) \bullet Z \qquad (3.8)$$

deci:

$$H_s = \frac{(\rho_{ma} - \rho_a)}{(\rho_{ma} - \rho_s)} \bullet Z \qquad (3.9)$$

Rezolvând ecuația pentru valorile normale de densitate respectiv: ρ_{ma} = 3,3 g/cm^3, ρ_s = 2,3 g/cm^3 ,se obține: H_s = 2,3Z
ceea ce arată raportul dintre grosimea sedimentelor și adâncimea apei.

În cazul ecuației de backstripping se caută rezolvarea situației inverse, respectiv determinarea adâncimilor apei din bazinul sedimentar în anumite momente prin raportarea acestora la grosimea sedimentelor depuse și care sunt îndepărtate secvențial. Astfel, adâncimea orizontului reper (Z_i) raportată la nivelul mării reprezentând subsidența tectonică se poate calcula conform relației:

$$Z_i = \left(\frac{\rho_{ma} - \rho_s}{\rho_{ma} - \rho_a}\right) \bullet H_s^* + Z_{ai} \qquad (3.10)$$

unde: Z_{ai} = adâncimea apei pentru unitatea stratigrafică respectivă (i)

Pentru simplificarea calculelor se consideră că bazinul sedimentar, în curs de colmatare, nu prezintă o variație în timp a grosimii fundamentului litosferic (crustal + manta superioară rigidă) - Hl

De asemenea pentru o mai exactă determinare a densității stivei sedimentare cât și a comportamentului acesteia în timpul îngropării în calcul se pot folosi valorile din tabelul 2.1.

Tabel 2.1. Variația greutății specifice și a coeficientului de compresibilitate al rocilor în funcție de adâncime pentru diferite categorii de roci sedimentare din Romaânia, determinate pe baza datelor din foraje (carote mecanice) – după I.C.P.T.Câmpina

Nr. crt.	H [m]	ROCI MOI		ROCI TARI	
		γ_1 [at/10m]	ν	γ_1 [at/10m]	ν
1	100	1,960	0,244	2,068	0,174
2	150	1,966	0,265	2,078	0,193
3	200	1,972	0,278	2,088	0,205
4	300	1,984	0,300	2,102	0,235
5	400	1,994	0,318	2,116	0,255
6	500	2,004	0,330	2,130	0,272
7	600	2,014	0,341	2,143	0,285
8	700	2,024	0,350	2,155	0,297
9	800	2,033	0,358	2,167	0,305
10	900	2,042	0,366	2,179	0,313

Nr. crt.	H [m]	ROCI MOI		ROCI TARI	
		γ_1 [at/10m]	ν	γ_1 [at/10m]	ν
11	1.000	2,051	0,373	2,190	0,321
12	1.200	2,068	0,384	2,212	0,336
13	1.400	2,085	0,392	2,231	0,349
14	1.600	2,100	0,400	2,250	0,362
15	1.800	2,114	0,408	2,268	0,370
16	2.000	2,127	0,416	2,285	0,378
17	2.500	2,157	0,430	2,322	0,397
18	3.000	2,183	0,443	2,350	0,413
19	3.500	2,204	0,453	2,375	0,425
20	4.000	2,225	0,461	2,390	0,436
21	4.500	2,245	0,469	2,405	0,446
22	5.000	2,265	0,476	2,420	0,455
23	5.500	2,283	0,483	2,434	0,464
24	6.000	2,300	0,490	2,445	0,474

Grosimea totală a coloanei de sedimente de sub limita superioară a unității (i) corectată pentru compactarea subsecventă va fi:

$$H_s = \sum_{j=1}^{i} H_j^* \qquad (3.11)$$

iar valorile grosimilor unităților sedimentare (H_j) sunt cele calculate pe linia de bază din fig. 3.14., conform relației 3.1.

Relația referitoare la subsidența tectonică (3.10) a fost formulată pentru cazul în care bazinul sedimentar este umplut cu apă. În cazul unui bazin subaerian subsidența tectonică (Z_i) se calculează înlocuind densitatea apei (ρ_a= 1 g/cm^3) cu cea a aerului (ρ_{aer} = 0,0012 g/cm^3).

De asemenea, relația anterioară (3.10) se referă la cazul când nu sunt cunoscute variațiile eustatice ale nivelului apelor bazinului. Dacă acestea sunt determinate, relația poate fi scrisă sub forma:

$$Z_i = H_s^* \bullet \left(\frac{\rho_{ma} - \rho_s}{\rho_{ma} - \rho_a} \right) + Z_{ai} \pm \Delta NM_i \bullet \frac{\rho_{ma}}{\rho_{ma} - \rho_a} \quad (3.12)$$

unde ΔNM este pozitiv pentru creşteri de nivel şi negativ pentru scăderi de nivel (NM = nivelul mării).

În calculul subsidenţei tectonice, relaţia (3.10) se cunosc toţi termenii cu excepţia densităţii coloanei sedimentare, ρ_s. Această valoare este dependentă de variaţia grosimii unităţilor stratigrafice datorate compactării sedimentelor astfel că ea trebuie calculată după fiecare unitate spaţio - temporală (depozite sedimentare □ timp).

Calculul densităţii sedimentelor se poate face pentru fiecare unitate litostratigrafică în parte, după relaţia:

$$\rho_s = \frac{\sum_{j=1}^{i} \left[\Phi_j \bullet \rho_a + (1 - \Phi) \bullet \rho_a \right] \bullet H_j^*}{H_s} \quad (3.13)$$

unde:

ρ_g = densitatea granulelor minerale

ρ_j = porozitatea unităţii stratigrafice j

Valorile maxime de porozitate (în condiţii de suprafaţă) pentru diferite tipuri de roci sunt cele prezentate în fig. 3.11.

3.2.2. EXEMPLU DE CALCUL

În exemplul folosit pentru evoluţia (istoria) subsidenţei putem folosi relaţiile 3.10 şi 3.13. Prin construirea graficului subsidenţei tectonice (Z) pe acelaşi grafic pe care s-a trasat curba subsidenţei totale(fig. 3.19) putem ilustra evoluţia subsidenţei coloanei sedimentare datorată altor forţe decât încărcării cu sedimente după modelul izostaziei locale.

Se poate observa că mai mult de jumătate din subsidenţa bazinului se datorează încărcăturii sedimentare. De fapt se poate observa că cea mai mare parte din subsidenţa tectonică are loc în perioada de formare-deschidere a bazinului, dar care nu este evidenţiată cu acurateţe dată fiind incertitudinea datelor referitoare la amploarea variaţiilor adâncimii apei în bazin. Din nou nu se pot face aprecieri privind, de data aceasta, subsidenţa tectonică în timpul unităţii 4 (hiatusului). Oricum, la sfârşitul perioadei mai

sus menţionate bazinul nu se scufundase mai mult decât la începutul acesteia.

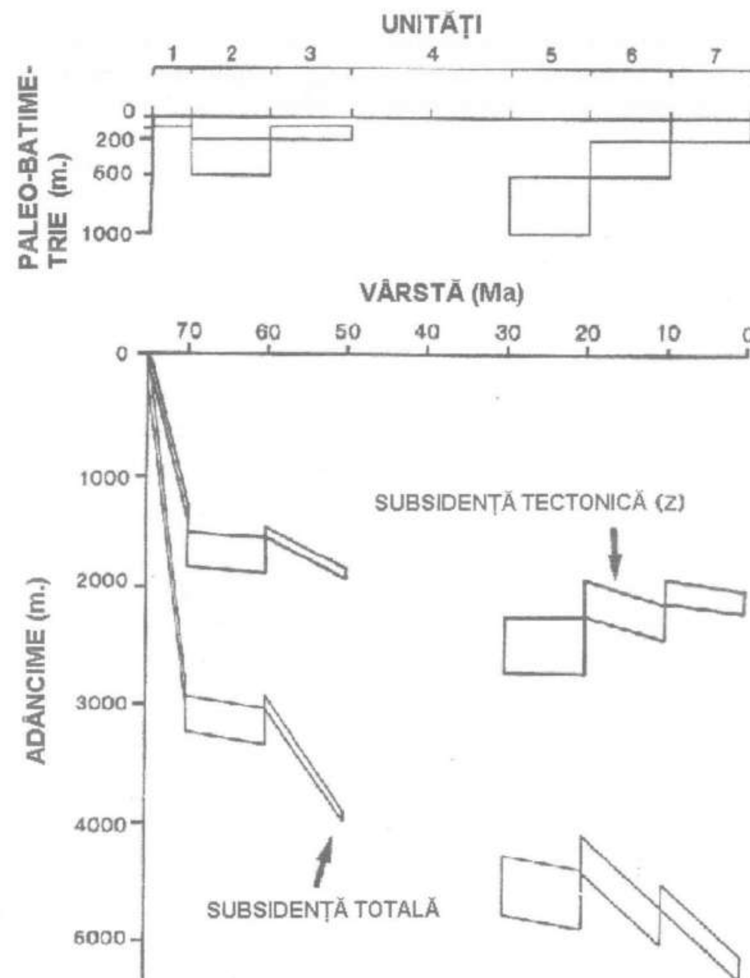


Fig. 3.19. Reprezentarea subsidenţei tectonice pentru datele din exemplul anterior

Este puţin probabil ca în această perioadă să fi avut loc evenimente tectonice cu o evoluţie de aşa natură încât să fi reprezentat un ciclu "simetric" faţă de limitele hiatusului şi care să lase bazinul la acelaşi nivel ca la început. Deci în această perioadă nu au avut loc evenimente tectonice importante.

Aşa cum se va arăta în continuare aceste curbe pot fi folosite pentru interpretarea mecanismelor de subsidenţă, monitorizarea temporală a acestora şi istoricul variaţiilor de nivel ale mării.

CAPITOLUL 4 SUBSIDENŢA TERMALĂ

4.1. IZOSTAZIA TERMALĂ

În decursul evoluţiei lor bazinele de sedimentare sunt caracterizate, aşa cum s-a arătat anterior (cap. 2.3), de existenţa unui flux geotermic variabil ce induce variaţii ale proprietăţilor secţiunii studiate. Astfel, se poate observa că în cazul bazinelor de rift subsidenţa îndelungată este asociată cu răcirea şi îngroşarea litosferei. Prin răcire rocile devin mai dense. Putem aprecia variaţia densităţii rocilor ce constituie litosfera după relaţia:

$$\rho_l = \rho_0 \bullet [1 + \alpha_v \bullet (T - T_0)] \qquad (4.1)$$

unde:

ρ_l = densitatea rocilor litosferice la T_0, aprox. 3,33 g/cm^3

T = temperatura de la suprafaţa terestră (0 – 20 °C)

α_v = coeficient de volum al expansiunii termale (3,28 x 10^{-5} K^{-1})

Având în vedere că astenosfera are compoziţie mineralogică identică cu a mantalei litosferice, dar are o temperatură mai mare decât punctul de topire, (aprox. 1300-1350 °C), densitatea acesteia va fi mai mică decât densitatea mantalei litosferice. Conform relaţiei de mai sus densitatea acesteia este de aprox. 3,185 g/cm^3. Se poate observa că între cele două valori există o diferenţă de aprox. 4%, relativ mică, dar care, raportată la grosimea litosferei devine semnificativă în balanţa izostatică a secţiunii. În cele ce urmează vom prezenta modelul de calcul al subsidenţei termale elaborat de Mc Kenzie (1978) pentru evaluarea subsidenţei termale a bazinelor de rift, cele mai influenţate de fluxul geotermic.

4.2. MODELUL DE ÎNTINDERE SIMPLĂ

În linii mari acest model a fost prezentat anterior (cap. 2.3) dar este necesară definirea relaţiilor cantitative de determinare a parametrilor evoluţiei bazinului. Subsidenţa iniţială (S_i) reprezintă rezultatul a două procese complementare, respectiv întinderea crustală, având ca efect

subsidența, și subțierea mantalei litosferice, având ca efect ridicarea. Se presupune că întinderea litosferică afectează grosimea și nu densitatea păturilor litosferice (crusta și mantaua litosferică). Raportându-ne însă la relația 4.1. se poate observa că încălzirea litosferei în timpul riftării are ca efect reducerea densității litosferice și afectează subsidența inițială (fig. 4.1.).

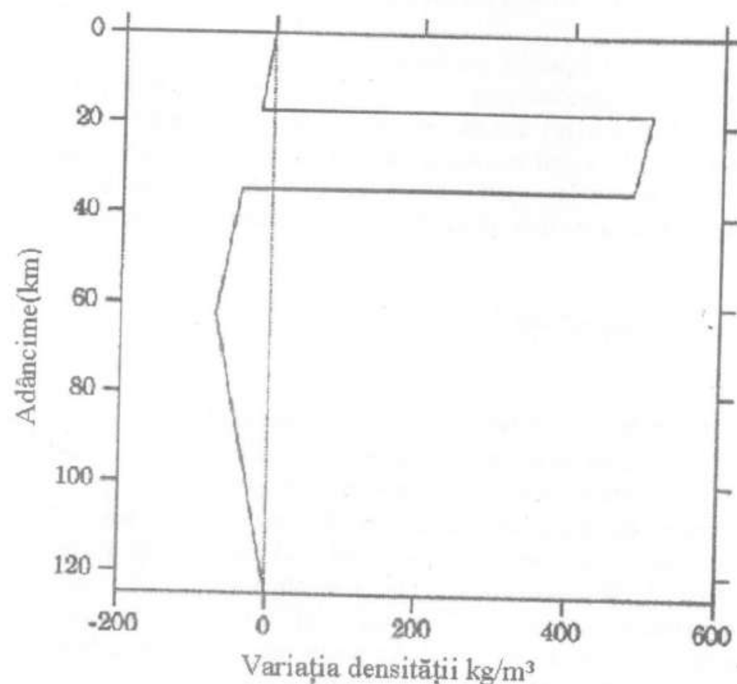


Fig.: 4.1. Modificarea valorilor de densitate ale rocilor în timpul procesului de riftare ca urmare a întinderii litosferei (pentru un factor de întindere β = 2). În zona superioară, mărirea densității apare datorită înlucuirii rocilor crustale cu roci aparținând mantalei litosferice. Zonele cu densități mai scăzute apar ca urmare a încălzirii litosferei și a înlocuirii parțiale a mantalei litosferice solide cu astenosferă (mai puțin densă). Grosimile inițiale ale crustei și litosferei sunt de 35 și respectiv 125 km.

Pentru a evalua schimbările ce apar în variația temperaturilor cu adâncimea în timpul riftării este necesară cunoașterea distribuției inițiale a

temperaturilor la nivelul litosferei și cum aceasta (litosfera) se deformează în timpul riftării.

Considerăm că înainte de riftare distribuția temperaturilor se face uniform de la suprafață (convențional acceptată ca având 0 °C) până la baza litosferei unde se consideră o temperatură convențională de 1333 °C reprezentând punctul de topire al rocilor mantalei.

Dacă procesul de întindere este suficient de rapid și omogen (o rată constantă de strain) va avea loc o creștere liniară a temperaturii de la O °C la suprafață la temperatura T_1 la baza litosferei. Putem considera că temperatura T_1 rămâne constantă indiferent de variațiile de grosime ale litosferei.. Astfel, în timpul riftării gradientului termic va crește de la $T1/a$ (unde a este grosimea litosferei) la $\beta T_1/a$ deoarece are loc o reducere a grosimii de la a la a/β (β= factor de întindere). Luând în considerație schimbarea grosimilor (fig. 2.7.) și a temperaturilor, în funcție de adâncime, putem evalua subsidența fazei de sin rift conform relației:

$$S_i = \frac{a\bullet\left[(\rho_0-\rho_c)\bullet\frac{h_c}{a}\bullet\left(1-\frac{\alpha_v\bullet T_1\bullet h_c}{2\bullet a}\right)-\frac{\rho_0\bullet\alpha_v\bullet T_1}{2}\right]\bullet\left(1-\frac{1}{\beta}\right)}{\rho_0\bullet(1+\alpha_v\bullet T_1)-\rho_a} \tag{4.2}$$

unde:

hc = grosimea inițială a crustei (25 - 75 km)
ρ_c = densitatea crustei continentale (2,8 g/cm^3)
ρ_a = densitatea apei.

Se presupune că riftarea are loc în domeniul continental și că zona în care are loc subducția (marginile continentale și crusta în subducție) este acoperită cu apă.

Procesul de subsidență este prezent atâta timp cât grosimea scoarței este mai mare decât 17,2 km. Sub această grosime va avea loc o ridicare crustală. În fig. 4.2. este prezentată variația subsidenței în funcție de factorul de întindere (β) în cazul unei grosimi a crustei de 35 km și o grosime a litosferei (a) de 125 km.

Eludând procesele dinamice de riftare vom putea estima cu ușurință distribuția temperaturilor înainte și după faza de riftare. Conform acestei ipoteze, care simplifică modelarea procesului, putem calcula subsidența inițială după relația:

$$S_i = \frac{(\rho_0-\rho_c)}{(\rho_0-\rho_a)}\bullet h_c\bullet\left(1-\frac{1}{\delta}\right)+\frac{\rho_0\bullet\alpha_v\bullet t_1}{2\bullet(\rho_0-\rho_a)}\bullet a\bullet\left(1-\frac{1}{\beta}\right) \tag{4.3}$$

unde:

δ = factorul de întindere al crustei

β = factorul de întindere al mantalei litosferice

În comparaţie cu relaţia 4.2 se poate observa că unii termeni minori au fost eliminaţi dar pentru o mai mare acurateţe a evaluării se folosesc valori diferite pentru factorii de întindere corespunzători crustei şi respectiv mantalei litosferice.

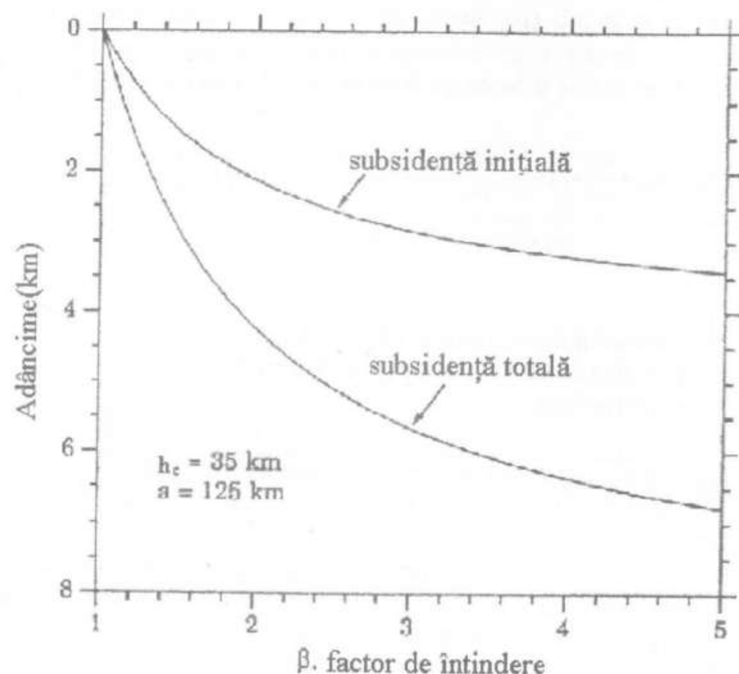


Fig.: 4.2. Reprezentarea subsidenţei iniţiale şi totale în funcţie de gradul de întindere al litosferei.

În cazul unei întinderi uniforme se presupune că păturile litosferice au un comportament identic astfel că δ = β. În membrul drept al ecuaţiei 4.3 primul termen reprezintă subsidenţa datorată subţierii mantalei litosferice.

Mult mai dificilă este estimarea subsidenţei termale corespunzătoare fazei post rift deoarece nu sunt cunoscuţi cu exactitate parametri iniţiali de stare, respectiv structura densităţilor şi a temperaturilor în cadrul litosferei.

Se poate face totuşi o evaluare a structurii termale a litosferei folosindu-se distribuţia temperaturilor după întindere şi condiţiile limită, temperaturile de suprafaţă (T_0) şi la baza litosferei (T_1) - fig. 4.3.

De asemenea, putem considera că fluxul termic s-a manifestat unidimensional, respectiv a avut loc o conducţie termică verticală. Aceasta presupune că transportul de căldură prin convecţie şi conductivitate laterală este foarte mic şi poate fi neglijat.

Folosind o serie tip Fourier temperatura litosferei în funcţie de adâncime (Z) şi timpul scurs de la riftarea bazinului (t) este dată de relaţia:

$$\frac{T}{T_1} = \frac{Z}{a} + \frac{2}{\pi} \bullet \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{\beta}{n^2 \bullet \pi} \bullet \sin\left(\frac{n \bullet \pi}{\beta}\right) \right] \bullet e^{\left(-\frac{n^2 \bullet t}{\tau}\right)} \bullet \sin\left(\frac{n \bullet \pi \bullet Z}{a}\right) \quad (4.4)$$

unde:

τ = constanta termală de timp (a^2/π^2K)

k = difuziunea termală ($8x10^{-7}$ m^2/s)

Ecuaţia nu este aşa de complicată pe cât pare. Astfel, în membrul drept primul termen reprezintă distribuţia stabilă a temperaturilor exemplificată în graficul din fig. 4.3. Suma reprezintă excesul de căldură debitat în litosferă de procesul de riftare.

De fapt, ponderea cea mai importantă a acestui exces de flux caloric este dată de primul termen al sumei, respectiv pentru n = 1, ceilalţi termeni fiind, în comparaţie cu primul, foarte mici datorită factorului exponenţial de timp. Aceasta înseamnă că excesul de căldură este îndepărtat treptat de procesele de conducţie.

Constanta de timp (τ) controlează rata de echilibrare prin răcire a litosferei. Pentru parametrii daţi τ = 62,8 M.a. Timpul se măsoară din momentul încetării procesului de riftare.

Folosind ecuaţia de mai sus, în modelarea răcirii litosferice nu se ia în calcul efectul de ecran termic al păturii sedimentare.

Acest efect poate fi considerat ca având o valoare nesemnificativă pentru situaţiile în care grosimea păturii sedimentare este mult mai mică comparativ cu grosimea totală a litosferei.

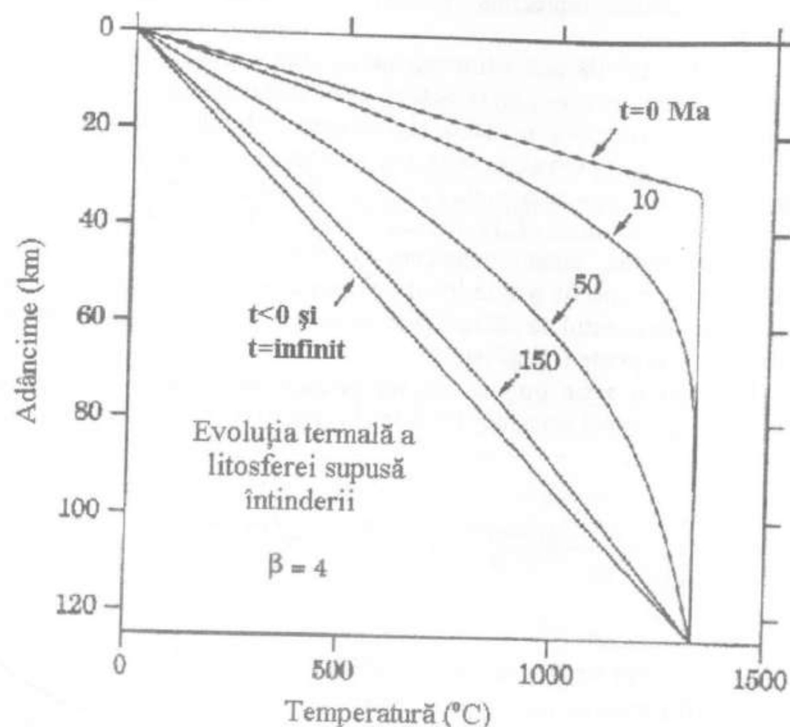


Fig.: 4.3. Reprezentarea grafică a proceselor de răcire ale litosferei ulterioare fazei de riftare pentru diferite durate de timp ale acestora (după Angevine et al. 1990).

În acest context, păstrând numai primul termen al sumei, în ecuaţia 4.4 variaţia temperaturii litosferei (ΔT) în funcţie de timp şi adâncime devine:

$$\Delta T = \frac{2 \bullet T_1 \bullet \beta}{\pi^2} \bullet \sin\left(\frac{\pi}{\beta}\right) \bullet \left[1 - e^{\left(-\frac{t}{\tau}\right)}\right] \bullet \sin\frac{\pi \bullet Z}{a} \quad (4.5)$$

Conform ecuaţiei 4.1 se poate observa că răcirea litosferei provoacă o creştere de densitate astfel că:

$$\Delta \rho_l = \frac{2 \bullet \rho_0 \bullet \alpha_v \bullet T_1 \bullet \beta}{\pi^2} \bullet \sin\left(\frac{\pi}{\beta}\right) \bullet \left[1 - e^{\left(-\frac{t}{\tau}\right)}\right] \bullet \sin\frac{\pi \bullet Z}{a} \quad (4.6)$$

Ecuaţia 4.6 reprezintă creşterea densităţii ce apare la orice adâncime în litosferă (Z) la un moment dat (t) după riftare.

Cele mai mari creşteri de densitate apar în secţiunea mediană a litosferei (adâncime medie) unde au loc cele mai mari modificări ale temperaturii. Rata scăderii temperaturii şi a creşterii densităţii litosferei este controlată de constanta termală de timp.

Ultima etapă este corelarea creşterii densităţii determinată prin relaţia 4.6 cu subsidenţa termală a litosferei. Figura 4.4 prezintă o balansare izostatică între litosfera care, tocmai a suferit o întindere (t = 0) şi litosfera parţial echilibrată într-un moment ulterior oarecare (t > 0). Balansarea izostatică este dată de:

$$S_T(t) \bullet \rho_0 \bullet (1 - \alpha_v \bullet T_1) = \int_0^a \Delta \rho_l dZ + S_T \bullet \rho_a \quad (4.7.)$$

unde:

S_t = mărimea subsidenţei termale care apare după riftare.

Termenul din stânga reprezintă masa astenosferei dislocuite ca urmare a subsidenţei litosferei, iar termenul din dreapta reprezintă creşterea masei litosferice datorită răcirii şi masa de apă ce umple bazinul (se presupune că bazinul este în permanenţă umplut cu apă).

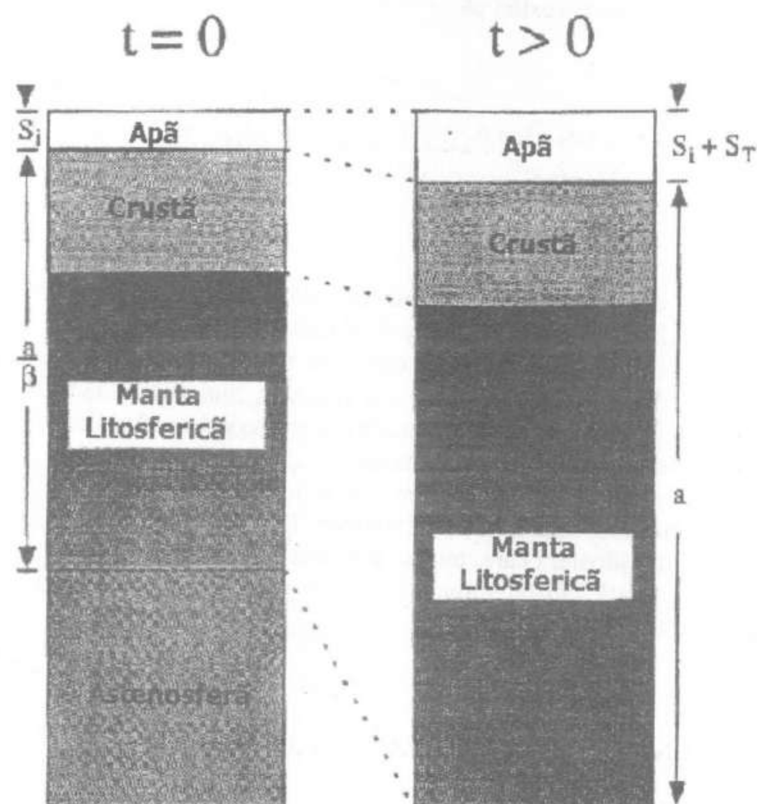


Fig.: 4.4. Balansarea izostatică a unei secţiuni litologice în diferite momente ale evoluţiei acestuia:

(a) - după întinderea litosfrerei în faza de sinrift

(b) - după reechilibrarea maselor de roci din litosferă în faza postrift

De multe ori se obişnuieşte ca termenii conţinând $\alpha_v T_1$ să fie neglijaţi datorită valorii mici a acestora, dar în cazul derivatei ecuaţiei 4.2 care reţine termeni mici această practică este inconsistentă. După efectuarea substituţiilor şi integrarea ecuaţiei 4.7 subsidenţa termală devine:

$$S_T(t) = \frac{4 \bullet \rho_0 \bullet \alpha_v \bullet T_1 \bullet a}{\pi^2 \bullet (\rho_0 - \rho_a)} \bullet \left[\frac{\beta}{\pi} \bullet \sin\left(\frac{\pi}{\beta}\right)\right] \bullet \left[1 - e^{\left(-\frac{t}{\tau}\right)}\right] \qquad (4.8.)$$

Această formulă aproximativă este valabilă pentru o întindere moderată $\beta < 4$, dar poate fi folosită şi la întinderi mai mari $\beta > 4$ dacă perioada de timp este mare, $t > 20$ M.a. Dacă nu sunt îndeplinite aceste condiţii este necesară folosirea relaţiei generale, respectiv ecuaţia 4.3.

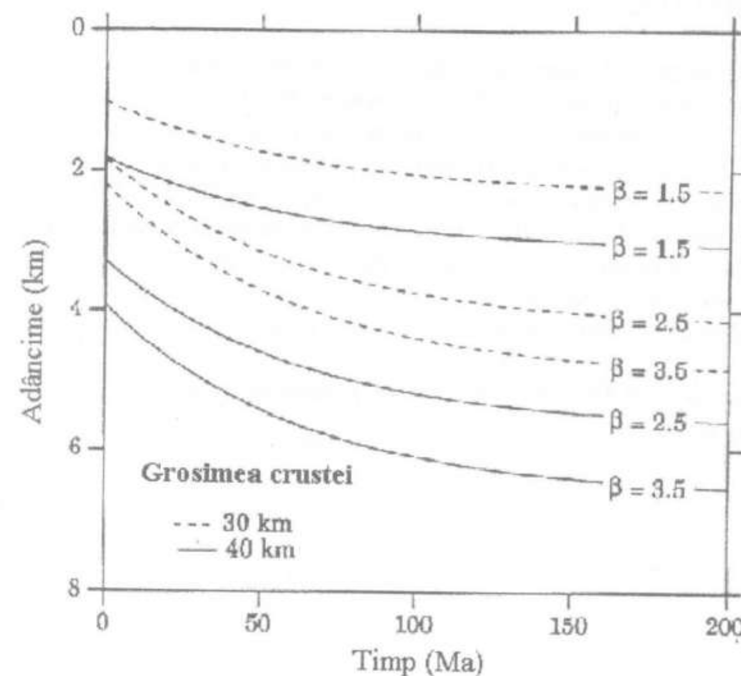


Fig.: 4.5. Ilustrarea evoluţiei subsidenţei bazinelor calculată conform modelului cu întindere simplă (McKenzie 1978).

Subsidenţa tectonică totală este tocmai însumarea subsidenţei iniţiale şi a celei termale.

$$S(t) = S_i + S_T(t) \qquad (4.9.)$$

În figura 4.5 sunt reprezentate curbele de subsidenţă pentru grosimi

ale crustei de 30, respectiv 40 km şi factori de întindere variabili. Se consideră că riftarea este instantanee. Se poate observa că subsidenţa termală are în final o valoare similară celei iniţiale.

În cele ce urmează vor fi prezentate ajustarea unui model la un set de date concrete şi interpretarea diferenţelor dintre model şi date prin prisma variaţiilor de nivel ale apei bazinului.

4.3. ESTIMAREA PARAMETRILOR SUBSIDENŢEI TERMALE

Presupunem că parametri de bază folosiţi pentru modelarea subsidenţei termale (tipul de riftare, grosimea litosferică şi factorul de întindere) sunt necunoscute. Pentru seturi de valori considerate acceptabile (compatibile) cadrului geologic al bazinului se realizează un model teoretic de subsidenţă. În continuare se corijează modelul obţinut astfel încât să corespundă datelor de subsidenţă tectonică cu o marjă minimă de eroare calculată prin metoda celor mai mici pătrate. În cazurile reale datele eronate se încadrează rar într-o distribuţie Gauss aşa că dacă tehnicile folosite înglobează valori ale parametrilor ce nu au sens acestea nu vor fi luate în calcul.

Pentru a evita folosirea prea multor parametrii ecuaţia 4.8 poate fi rescrisă sub forma:

$$S_T(t) = D_0 \bullet \left[1 - e^{\left(\frac{t - t_0}{\tau}\right)}\right] \qquad (4.10.)$$

în care:

$$D_0 = \frac{4 \bullet \rho_0 \bullet \alpha_v \bullet T_1 \bullet a}{\pi^2 \bullet (\rho_0 - \rho_a)} \bullet \left[\frac{\beta}{\pi} \bullet \sin\left(\frac{\pi}{\beta}\right)\right] \qquad (4.11.)$$

unde:

D_0 = subsidenţa termală finală (cuantificată pentru evoluţia integrală a procesului)

t = vârsta actuală (măsurată între momentul actual şi timpul total de subsidenţă termică a bazinului)

t_0 = durata totală a subsidenţei termale.

Dorim să estimăm cei trei parametri ai modelului D_0, t_0 şi τ. Sunt puţine cazuri în care pentru analiză avem la dispoziţie o secţiune completă (sedimente din fazele de rift şi postrift).

De exemplu, sonda A-5 amplasată într-o zonă a unui bazin tip margine pasivă a traversat numai 4,8 km dintr-o stivă sedimentară estimată ca având o grosime de 12,8 km. În această situaţie folosim o abordare pragmatică de tratare a secţiunii incomplete. Astfel, definim un nou sistem de referinţă (faţă de care se măsoară subsidenţa tectonică) prin trasarea liniei de 0 a subsidenţei la nivelul celui mai adânc strat interceptat (fig. 4.6). Subsidenţa tectonică în raport cu acest nou nivel de referinţă (datum) este:

$$w(t) = D_1 \bullet \left[1 - e^{\left(\frac{t - t_1}{\tau}\right)}\right] \qquad (4.12.)$$

Deşi constanta de timp rămâne neschimbată, vom avea acum doi noi parametrii D_1 şi t_1. D_1 este subsidenţa termală finală în raport cu noul datum şi t_1 este timpul corespunzător intersecţiei dintre curba de subsidenţă şi nivelul de referinţă. Comparând ecuaţiile 4.10 şi 4.12 se poate vedea că relaţia dintre cei patru parametrii D_o, t_0, D_1 şi t_1 este:

$$D_0 = D_1 \bullet e^{\frac{(t_0 - t_1)}{\tau}} \qquad (4.13.)$$

Prin ajustarea modelului de subsidenţă termală la setul de date disponibile vom obţine estimări ale parametrilor D_1, t_1 şi τ. Dar din ecuaţia 4.13 ar fi imposibil să obţinem estimări independente pentru D_0 şi t_0 aşa că, pentru o analiză completă, este nevoie de informaţii suplimentare privitoare la aceştia. Pentru aceasta vom încercarea în continuare să estimăm parametrii modelului folosind ecuaţia 4.12.

Datele de subsidenţă tectonică sunt formate din N triplete de numere (t_i; $w_{min,i}$; $w_{max,i}$) unde i = 1, 2, 3, ... N. Primul număr, t_i, reprezintă vârsta, iar celelalte două ($w_{min,i}$; $w_{max,i}$) sunt estimările minimă, respectiv maximă, pentru subsidenţa tectonică ce corespunde acestei vârste.

Pentru estimarea parametrilor modelului se foloseşte media subsidenţelor estimate sau, dacă mijloacele de calcul o permit, se plotează întreg palierul corespunzător diferenţei dintre valorile limită.

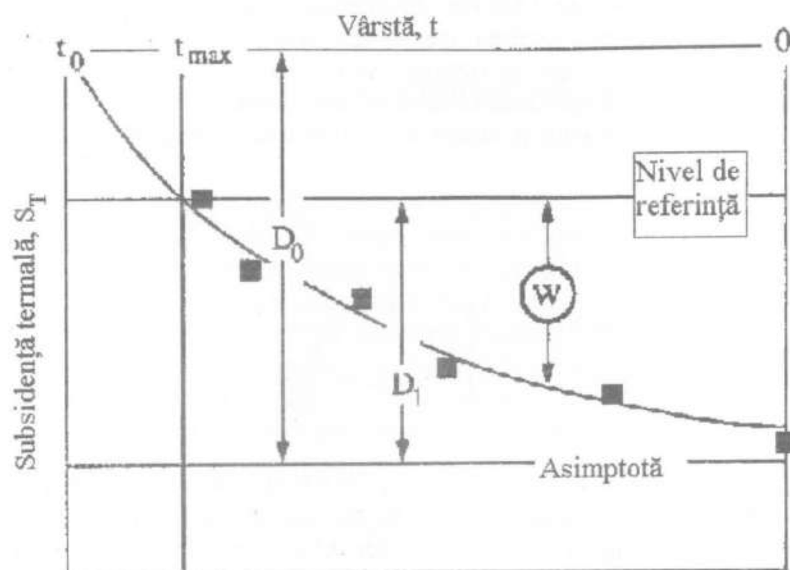


Fig.: 4.6. Model de referinţă pentru studiul subsidenţei termale în cazul unei stive sedimentare incomplet cunoscută.

În vederea simplificării algoritmului în cele ce urmează vom apela la valoarea medie, respectiv:

$$w_i = \frac{1}{2} \bullet (w_{i\,max} + w_{i\,min}) \tag{4.14}$$

iar pentru evaluarea gradului de incertitudine a estimărilor se calculează diferenţa medie dintre valori, respectiv:

$$\sigma_i = \frac{1}{2} \bullet (w_{i\,max} - w_{i\,min}) \tag{4.15}$$

Deoarece rezolvarea se face pentru 3 valori necunoscute sunt necesare minim 3 triple de date (N > 3). De asemenea, trebuie să ne asigurăm că datele provin din palierul corespunzător fazei de postrift, în care se manifestă procesele de subsidenţă termală.

Presupunem că valorile optimale ale parametrilor sunt acelea care minimalizează suma pătratelor incongruenţei dintre subsidenţa calculată teoretic (din ecuaţia 4.12) şi date.

$$\chi^2(D_1, t_1, \tau) = \sum_{i=1}^{n} \left\{ \frac{w_i - D_1 \bullet \left[1 - e^{\frac{(t_i - t_1)}{\tau}} \right]}{\sigma_i} \right\}^2 \tag{4.16.}$$

Se rezolvă ecuaţia pentru parametri modelului folosindu-se un algoritm pentru pătrate minime cu valori neliniare (Press 1986). Trebuie avut în vedere că algoritmul metodei celor mai mici pătrate neliniare are tendinţa de a masca minima reală a funcţiei χ^2. Pentru a ne convinge că a fost pusă în evidenţă minima adevărată este necesară variaţia datelor iniţiale pentru parametri.

Se observă că scopul metodei celor mai mici pătrate este de a minimaliza diferenţele dintre modelul fizic şi setul de date. Deoarece abaterile de la valorile teoretice pot fi interpretate prin prisma variaţiilor nivelului eustatic al apelor bazinului sedimentar metoda celor mai mici pătrate are tendinţa de a minimaliza variaţiile nivelului eustatic.

Pentru a evita subestimarea variaţiilor eustatice este important să se ia în considerare orice informaţie de ordin geologic sau geofizic ce limitează valorile factorului de întindere şi momentul începerii subsidenţei termale.

4.4. EXEMPLU DE CALCUL AL SUBSIDENŢEI

În capitolul anterior s-a calculat istoricul subsidenţei tectonice prin efectuarea corecţiilor pentru compactarea sedimentelor, compensarea Airy (pentru încărcătura sedimentară) şi variaţiile adâncimii apei. În continuare, se vor folosi seturile de date disponibile pentru perfectarea modelului de subsidenţă termică pe baza algoritmului prezentate în subcapitolul anterior. Datele sunt prezentate în tabelul 4.1 şi în fig. 4.7.

Folosind metoda celor mai mici pătrate s-a obținut următorul set de parametri corespunzători unui $\chi^2 = 3,8$ km^2.

$D_1 = 2,2 \pm 0,1$ km (4.17a)
$t_1 = 95,9 \pm 21,2$ M.a (4.17b)
$\tau = 23,6 \pm 14,9$ M.a (4.17c)

Estimarea erorii probabile de determinare a parametrilor se obține prin interpretarea elementelor diagonalei matricei de covarianță (un biprodus al algoritmului curbei model-date) ca pătratul deviației standard a parametrilor. Constanta termală de timp are un grad mare de incertitudine, dar acest lucru nu este surprinzător, având în vedere gradul scăzut de confidență în valorile de adâncime ale paleoapei. Curba subsidenței termale rezultate (pe baza ecuației 4.12) este reprezentată în fig. 4.7.

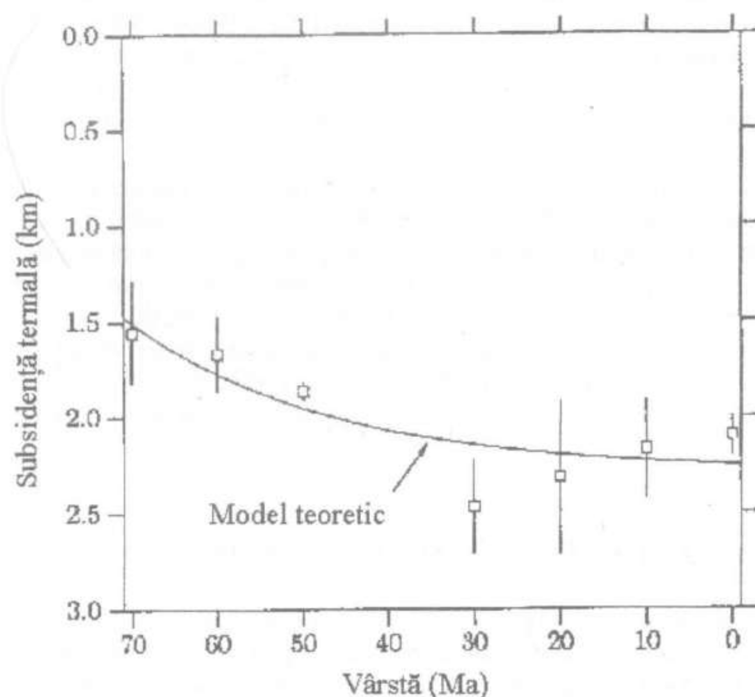


Fig.: 4.7. Calculul subsidenței tectonice pe baza seturilor de valori prezentate în exemplul anterior (cap. 3) după modelul cu întindere simplă.

Să prezentăm acum modul de calcul al valorilor D_0 și t_0. Pentru acest exemplu se cunoaște că subsidența termală a început în urmă cu 70 M.a. Introducând această valoare în ecuația 4.13 vom obține:

$$D_0 = 0,7 \text{ km} \quad (4.18)$$

Cunoscând τ se poate calcula grosimea litosferei

$$a = \pi \bullet \sqrt{k \bullet \pi} = 76.7 \pm 24.2 km \quad (4.19)$$

iar factorul de întindere (din ecuația 4.2 rearanjată)

$$\beta = \left\{1 - \frac{2 \bullet D_0 \bullet [\rho_0 \bullet (1 - \alpha_v \bullet T_1 - \rho_a)]}{\alpha_v \bullet a \bullet T_1 \bullet \rho_0}\right\}^{-1} = 1.4 \quad (4.20)$$

De asemenea, putem calcula β folosind ecuația 4.11, respectiv:

$$\frac{\beta}{\pi} \bullet \sin\left(\frac{\pi}{\beta}\right) = \frac{\pi^2 \bullet D_0 \bullet [\rho_0 \bullet (1 + \alpha_v \bullet T_1) - \rho_a]}{4 \bullet \alpha_v \bullet a \bullet T_1 \bullet \rho_0} \Rightarrow \beta = 1.4 \quad (4.21)$$

În acest caz trebuie avut în vedere că subsidența termală finală nu este o funcție simplă (liniară) dependentă de factorul de întindere, β.

Din cele două relații (4.20; 4.21) se pot obține uneori rezultate diferite pentru β deoarece ecuația 4.7 (din care derivă ecuația 4.21) este numai primul termen al unei serii infinite.

În această etapă putem folosi subsidența tectonică inițială calculată anterior pentru a estima un factor de întindere crustală. Pentru aceasta ar fi nevoie să măsurăm grosimea crustală din faza de prerift; în loc de aceasta ne putem raporta la interpretarea incongruenței dintre datele de subsidență și modelul teoretic al subsidenței.

4.5. VARIAȚIILE DE NIVEL ALE APEI

În figura 4.8. sunt prezentate estimările valorilor maxime și minime ale adâncimii apei (raportate la nivel actual) folosind datele și cel mai adecvat model termal din subcapitolul anterior. Acest grafic a fost realizat scăzând valorile calculate ale subsidenței tectonice (maximă și minimă) din valoarea teoretică a subsidenței termale. Apoi fiecare set de date a fost șiftat pe verticală încât variația actuală a nivelului apelor să fie zero.

Adâncimile pozitive indică ape mai adânci decât în momentul actual.

Există cel puţin trei moduri de a explica variaţiile observate: variaţiile nivelului eustatic, fluctuaţii ale ratelor de sedimentare şi variaţiile ratelor de subsidenţă tectonică. Până în prezent nu pot fi decelate ponderile cu care acestea intervin în evoluţia bazinului şi nici nu avem cum izola unul din factorii menţionaţi şi discerne asupra istoriei sale din variaţiile adâncimii apei.

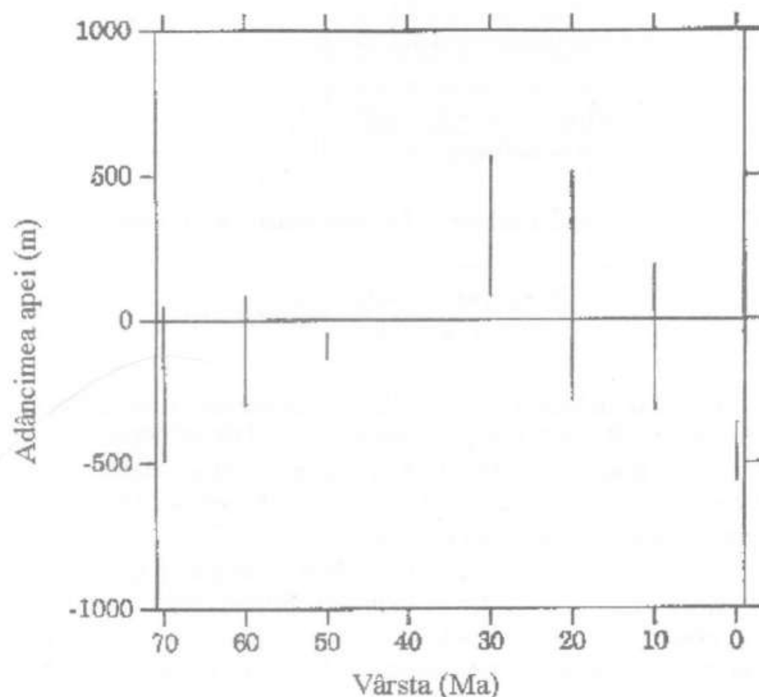


Fig.: 4.8. Estimarea variaţiilor adâncimii apei din bazin pe baza necorelării datelor de subsidenţă tectonică cu cele din modelul teoretic de sudsidenţă.

Să considerăm că variaţiile adâncimii apei sunt efectul schimbărilor nivelului eustatic.

Aşa cum am arătat în capitolul anterior, o creştere a adâncimii apei se corelează cu o creştere a nivelului eustatic calculabilă conform relaţiei:

$$\Delta NM = \left[\frac{\rho_{ma} - \rho_a}{\rho_{ma}} \right] \bullet \Delta Z_{apa} \qquad (4.22.)$$

unde raportul densităţilor este folosit la calcularea subsidenţei izostatice datorată creşterii nivelului apelor. Acest raport este de aproximativ 0,7. Cu ajutorul ecuaţiei 4.22 putem transforma variaţia adâncimii apei într-un istoric al nivelului eustatic (fig. 4.9). Acest istoric nu poate fi comparat cu curbele lui Vail, istoricul este rezultatul procesării seturilor de date concrete. De asemenea, trebuie reţinută obiecţia privind imposibilitatea separării influenţelor tectonice, sedimentare şi eustatice asupra variaţiilor adâncimii apei. Este mult mai adecvat să spunem că fig. 4.9 reprezintă variaţiile relative ale nivelului apelor decât nivelurile eustatice.

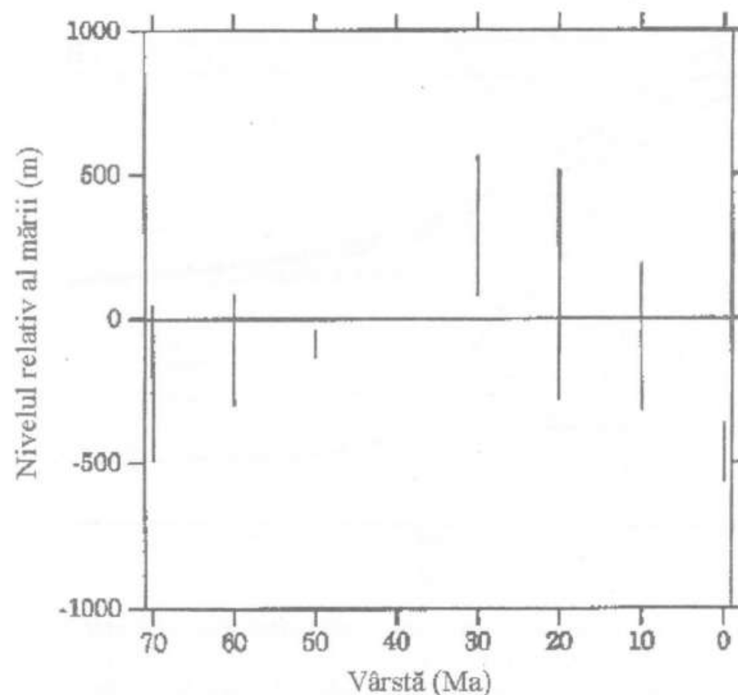


Fig.: 4.9. Variaţiile relative ale nivelului apelor bazinului estimate pe baza necorelării dintre subsidenţa tectonică şi subsidenţa termală. Variaţiile adâncimii apelor sunt corectate cu valoarea subsidenţei izostatice indusă de greutatea coloanei de apă coloanei de apă.

4.6. MODELUL CU ÎNTINDERE NEUNIFORMĂ

Modelul de întindere simplă este valabil pentru un număr limitat de cazuri, respectiv acolo unde aplicarea sa conduce la erori acceptabile în comparaţie cu datele de teren. Reyden şi Keen (1980) au încercat să aplice modelul de întindere simplă datelor de foraj de pe şelful Noii Scoţii. Ei au găsit că subsidenţa iniţială pe această margine continentală este considerabil supraestimată atunci când se foloseşte ecuaţia 4.2. (fig. 4.10). Reamintim că subsidenţa iniţială este controlată de interacţiunea dintre subţierea crustală (ce provoacă subsidenţa) şi subţierea mantalei litosferice (ce provoacă ridicare

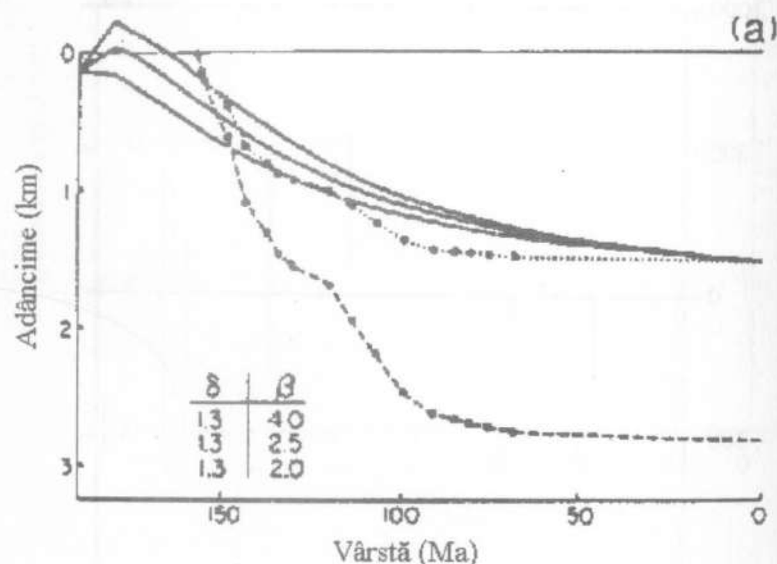


Fig.: 4.10. Date de subsidenţă aparţinând zonei de şelf – Noua Scoţie –ilustrând caracterul impropriu al modelului cu întindere simplă pentru exemplul prezentat datorită factorilor de întindere diferenţiaţi şi ponderii subsidenţei iniţiale în modelarea procesului (după Royden şi Keen 1980).

Pentru a reduce subsidenţa iniţială este necesar ca mantaua litosferică să se subţieze mai mult decât crusta. Această condiţie poate fi

realizată în două moduri:

- îngroşarea crustei prin adăugarea de mase de roci vulcanice;
- întinderea mai mare a mantalei litosferice în comparaţie cu crusta.

Prin prisma celui de-al doilea mod de abordare a problemei (fig. 4.11) se propune un factor de întindere al crustei, δ, diferit de cel al mantalei litosferice, β, (ecuaţia 4.3) pentru o grosime a crustei de 35 km şi o grosime litosferică de 125 km. Poate apărea chiar o ridicare iniţială atunci când mantaua litosferică este întinsă mult mai mult decât crusta suprajacentă (fig. 4.12). Subsidenţa termală nu este substanţial afectată de întinderea diferenţiată cu excepţia situaţiilor când între cei doi factori (δ, β) există o mare discrepanţă.

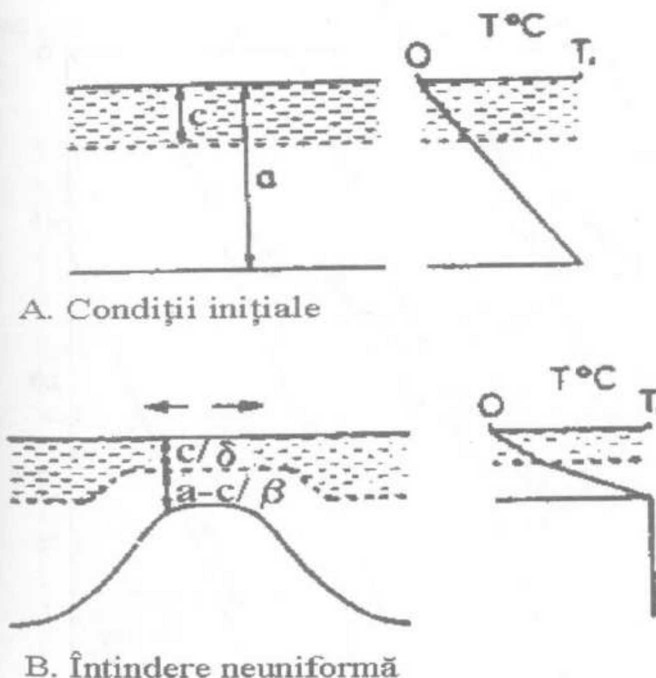


Fig.: 4.11. Reprezentarea schematică a procesului de întindere neuniformă a litosferei cu factori de întindere diferiţi pentru crustă şi mantaua litosferică, $\beta > \delta$, (după Royden şi Keen, cu modificări).

Subsidenţa tectonică este controlată, în principal, de gradul de subţiere al crustei. Întinderea neuniformă nu este încă bine înţeleasă. Unii

cercetători consideră că mantaua litosferică şi crusta sunt întinse în egală măsură la nivelul bazinului regional. Dacă această ipoteză este adevărată înseamnă că diferenţele locale de întindere sunt cauzate de contrastul de ductibilitate dintre rocile din crustă şi din manta.

Un studiu realizat în zona golfului Suez (Steckler 1985) arată că mantaua litosferică s-a extins de la 60 la 110 km în timp ce crusta s-a extins numai de la 25 la 30 km. Steckler atribuie diferenţa de extensiune conducţiei termice laterale şi convecţiei la scară redusă a mantalei litosferice. Aceasta arată că diferenţa nu apare atât datorită întinderii mai mari a mantalei litosferice faţă de crustă, cât datorită variatelor procese de transfer termic care au subţiat mantaua litosferică.

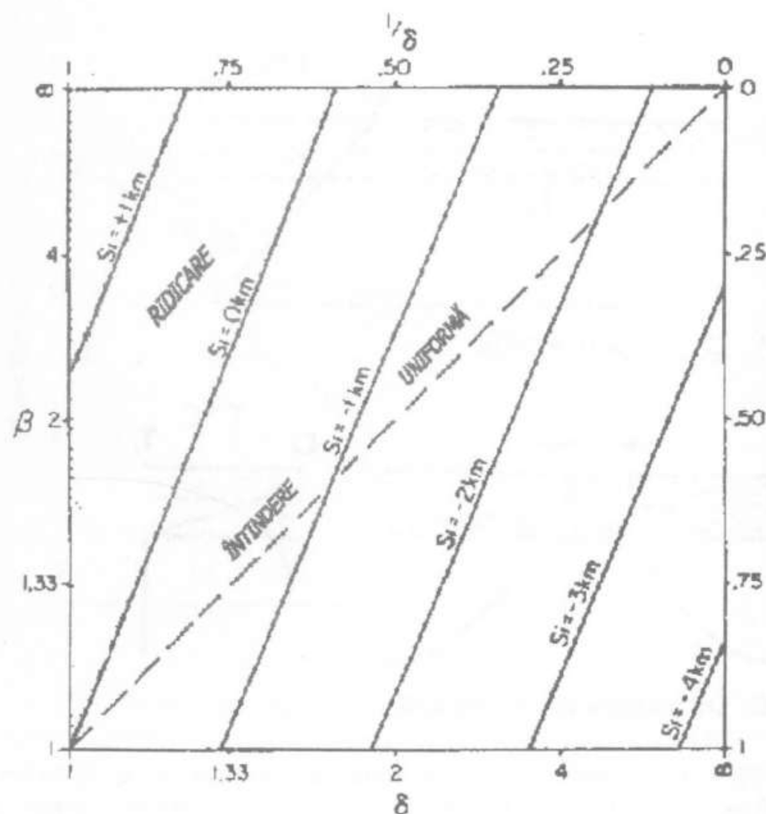


Fig.: 4.12. Estimarea subsidenţei iniţiale pentru modelul cu întindere neuniformă (după Royden şi Keen 1980).

4.7. MODELUL CU RATA DE ÎNTINDERE FINITĂ

În timpul riftării au loc două procese termale majore. Primul dintre acestea este convecţia termală caracterizată prin aceea că întinderea litosferică implică ridicarea spre suprafaţă a maselor de roci cu temperatură ridicată existente la adâncime. Convecţia termică provocă provoacă devierea în sus a izotermelor şi ridicarea fluxului termic de suprafaţă. Perioada de manifestare a acestui proces se suprapune timpului de riftare (respectiv fazei de sunrift) şi este de aproximativ 5 - 30 M.a. Al doilea proces este difuziunea termică. Aceasta constă în difuzarea excesului de căldură, în sensul de descreştere a gradientului geotermic spre suprafaţă.

Se ştie că perioada de timp corespunzătoare difuziunii termice corespunde constantei termale de timp (τ M.a).

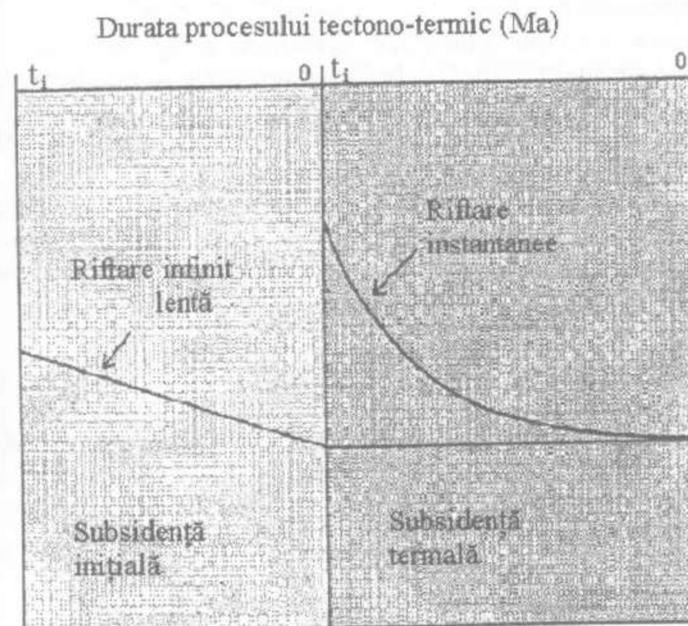


Fig.: 4.13. Efectul ratei finite de riftare asupra subsidenţei termale (după Angevine et al. cu modificări)

Datorită diferenței de durată dintre cele două procese (cantitatea de căldură fiind aceiași) de obicei în perioada de riftare convecția termică este dominantă ceea ce duce la încălzirea și subțierea litosferei.

Practic se pot intui, estima și verifica (prin comparație cu date concrete) două scenarii referitoare la evoluția riftului. Primul scenariu constă în asumarea unei faze de extensie a riftului cvasiinstantanee (modelul de întindere simplă) corespunzând unei faze de subsidență inițială caracterizată de lipsa factorului termal. În acest caz scufundarea este datorată întinderii după care urmează o fază de subsidență termală.

Al doilea scenariu are în vedere un proces de întindere foarte încet a cărui durată este aproximativ egală sau mai mare decât constanta termală de timp (τ). În această situație difuziunea termică este componenta dominantă și are ca efect menținerea în echilibru termic a litosferei în timpul procesului de întindere. Astfel, la sfârșitul riftării nu mai apar procese de subsidență termală, deci subsidența este realizată integral în timpul procesului de riftare.

Aceste două posibilități sunt prezentate în fig. 4.14 unde t = 0 marchează sfârșitul riftării. Datele subsidenței reale se încadrează undeva între aceste două extreme. În cele care urmează va fi prezentat modelul Jarvis McKenzie care oferă unele dintre căile de urmat în aplicarea modelului de întindere simplă la cazurile reale.

Autorii menționați anterior pleacă de la premiza că o porțiune de litosferă (secțiune verticală) suferă o întindere uniformă corespunzătoare unei rate de strain G. Urmează să vedem cum factorul de întindere variază în funcție de durata de riftare (t). Astfel:

$$\beta = e^{(G \bullet t)} \tag{4.23}$$

Pentru aprecierea magnitudinii procesului se poate explicita că β = 4 și G = 0,1 M.a^{-1} astfel că procesul de riftare a durat:

$$t = \frac{\log(\beta)}{G} = 14Ma \tag{4.24}$$

În problematica legată de interacțiunea fenomenelor de convecție și difuzie se folosește un parametru adimensional denumit numărul lui Peclet. Aceasta evidențiază (măsoară) influența relativă a celor două fenomene mai sus menționate. Astfel, valori mari ale numărului Peclet arată o dominantă advectivă în timp ce valorile scăzute indică dominația proceselor de difuzie.

Pentru cazurile caracterizate de o rată finită a riftării numărul lui

Peclet are expresia:

$$G' = \frac{G \bullet a^2}{K} \tag{4.25}$$

Figura 4.14 arată distribuția temperaturii în litosferă pentru diferite valori ale acestui număr și un factor de întindere β = 4. Grosimea litosferică este a = 125 km. Modelul de riftare instantanee corespunde unui parametru Peclet infinit (o rată de strain infinit mare). Când G = 0 rată de strain este zero și litosfera rămâne în echilibru termal în timpul riftării.

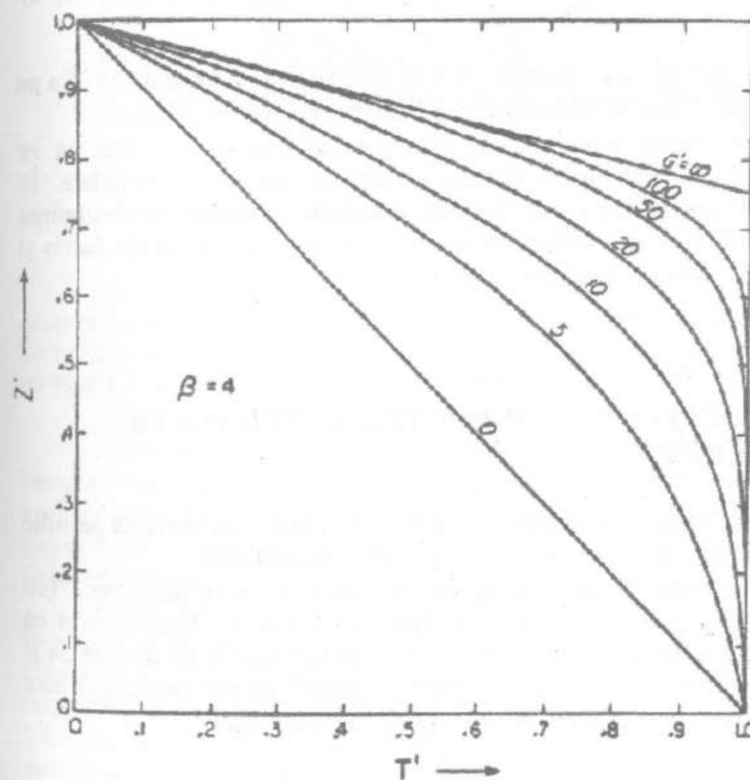


Fig.: 4.14. Distribuția temperaturilor în litosferă după întinderea acesteia cu β = 4, și la o rată constantă de strain (după Jarvis și McKenzie 1980).

Se observa că pentru G > 50 curba geotermică este apropiată de cea corespunzătoare riftării instantanee.

Din calculele efectuate Jarvis şi McKenzie (1980) au stabilit două relaţii empirice de evaluare a scenariului (riftare instantanee sau lentă) în funcţie de durata riftării (t) şi factorul de întindere(β) şi care asigură o modelare teoretică rezonabilă. Astfel:

$$t < \frac{60}{\beta^2} \quad \text{pentru } \beta \leq 2 \qquad (4.26\ a)$$

$$t < 60 \bullet \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)^2 \quad \text{pentru } \beta \geq 2 \qquad (4.26\ b)$$

Dacă β = 4, atunci durata riftării trebuie să fie mai mică de 34 M.a pe când dacă β = 2 durata riftării trebuie să fie mai mică de 17 M.a.

Dacă bazinul nu întruneşte aceste condiţii nu este indicat să se încerce analiza acestuia cu ajutorul modelului simplu de întindere. În literatura de specialitate există modelări adecvate cunoscute sub denumirea de modele de convecţie-difuziune integrală (de exemplu modelele Jarvis şi McKenzie - 1980 sau Cochran - 1983).

4.8. EFECTUL CONDUCŢIEI LATERALE DE CĂLDURĂ

Un alt minus al modelului simplu de întindere este acela că permite (presupune) o curgere unidimensională (verticală) a căldurii.

Considerând domeniile adiacente bazinului de rift ca zone "reci" (cu un flux termic şi un gradient de temperatură normale). Este evident că fluxul termic ridicat din zona de rift se va dirija în lateral la fel de bine ca şi pe verticală. Efectul conducţiei laterale a căldurii asupra subducţiei este uşor de înţeles şi de acceptat, dar mai dificil de cuantificat.

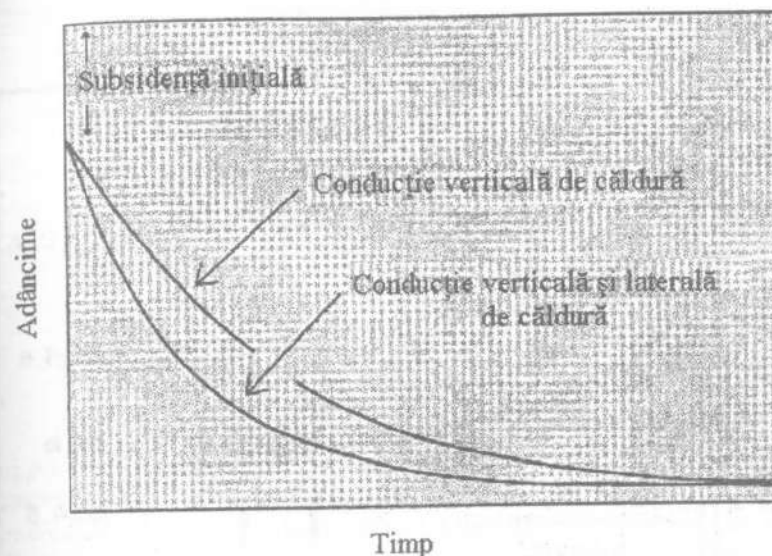


Fig.: 4.15. Reprezentarea influenţei conducţiei laterale de căldură asupra evoluţiei subsidenţei unui bazin în zona limitrofă riftului. Conducţia laterală de căldură induce o subsidenţă mai accelerată decât cea estimată de modelul cu întindere simplă (după Heller 1990).

Curgerea laterală a căldurii face ca litosfera din zona de rift să se răcească mai rapid decât în cazul când ar avea loc numai o convecţie verticală ceea ce implică o subsidenţă mai rapidă (cel puţin în stadiile de început ale subsidenţei termale) decât cea estimată folosind modelul întinderii simple (fig. 4.16).

În fig. 4.16 sunt prezentate estimările subsidenţei tectonice pentru Bazinul Los Angeles, care a fost tratat ca un bazin de rift îngust. Fluxul caloric de la rift are două direcţii de descărcare, una verticală şi alta orizontală. În cca. 11 M.a subsidenţa tectonică este de fapt cu aproximativ 1 km mai mare decât cea estimată prin modelul de întindere simplă. Acesta este totuşi un caz extrem deoarece lăţimea maximă a riftului este de numai 30 km

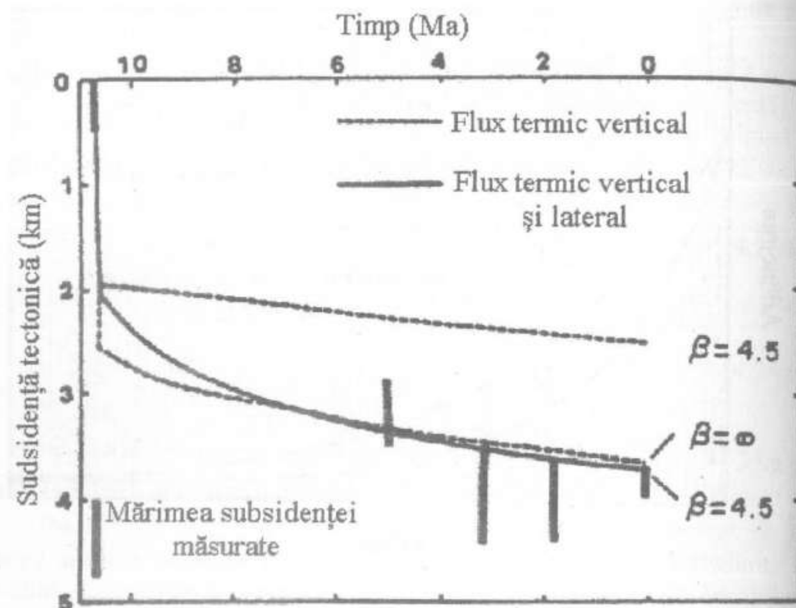


Fig.: 4.16. Modelul de subsidenţă termală al bazinului Los Angeles calculat atât pentru convecţie verticală cât şi pentru convecţie verticală şi laterală a căldurii. Acest model încearcă să explice subsidenţa rapidă a bazinului (după Sawyer et al., 1987; din Angevine et al., 1990).

CAPITOLUL 5. FLEXURA LITOSFEREI

5.1. COMPENSAREA IZOSTATICĂ

Pentru început să apelăm la prezentarea mecanismului de izostazie din primul capitol, dar într-un mod puţin diferit. Considerăm două coloane litosferice (fig. 5.1). Coloana din stânga este o coloană de referinţă, iar cea din dreapta reprezintă aceiaşi secţiune crustală îngroşată acum cu un factor $1/\beta$ unde $0 < \beta < 1$. Baza crustei îngroşate este afundată în manta cu o valoare W datorită greutăţii crustei adăugate.
Balanţa izostatică locală cere ca:

$$\rho_m \bullet g \bullet w = \left(\frac{1}{\beta} - 1\right) \bullet \rho_c \bullet g h_c \qquad (5.1.)$$

unde:

W – flexura verticală a crustei
ρ_m - densitatea mantalei superioare (3,3 g/cm^3)
g - acceleraţia gravitaţională (9,8 m/s^2)
ρ_c - densitatea crustei continentale (2,8 g/cm^3)
h_c - grosimea de referinţă a crustei (35 km)

Rezultatul arată că greutatea centurii muntoase (incluzând şi partea de sub nivelul de referinţă este balansată de o faţă de plutire din manta. Aceasta este o balansare izostatică locală la care abaterea (afundarea) crustei în orice loc depinde numai de valoarea îngroşării crustale în locul respectiv. Pentru simplificarea calculelor în această situaţie nu s-a ţinut cont de forţa de coeziune laterală a litosferei. Un model mai realist şi mai eficient presupune că litosfera răspunde la încărcare ca o placă elastică suprapusă unui fluid extrem de vâscos. Placa elastică este corespondentul porţiunii mai reci aflate la partea superioară a litosferei termale în timp ce fluidul foarte vâscos corespunde unei porţiuni mai adânci a litosferei (partea inferioară) şi astenosferei. Nu trebuie totuşi uitat că modelul plăcii

elastice este de fapt o extensie a modelului de compensare izostatică locală.

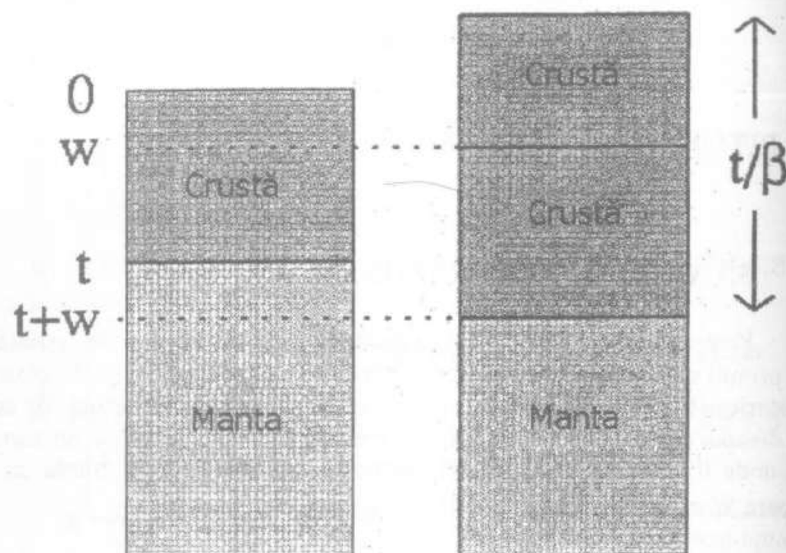


Fig.: 5.1. Balansarea izostatică între blocuri litosferice având crustă cu grosime normală (stânga) şi îngroşată (dreapta). Crusta se scufundă în manta cu o valoare, w, corespunzătoare sarcinii suplimentare indusă de greutatea îngroşării crustei.

5.2. FLEXURA PLĂCII ELASTICE

În deducerea ecuaţiei flexurii elastice se pleacă de la patru ipoteze de bază şi anume:

- se presupune că litosfera are o reologie elastică lineară;
- se consideră că flexurile sunt mici;
- grosimea plăcii elastice este mică în raport cu extinderea acesteia în suprafaţă;
- secţiunile plane ale plăci(lor) se presupune că rămân plane şi după flexionare.

De asemenea, se ignoră faptul că pentru flexiunea litosferei mai întâi (sau de fapt simultan şi compensatoriu) este necesară dislocuirea unei cantităţi corespunzătoare din astenosferă. De asemenea, teoria nu este

aplicabilă zonelor în care încărcarea tectonică are mai puţin de un milion de ani.

În condiţiile şi ipotezele mai sus enumerate pentru cazul distribuţiei bidimensionale a încărcărilor crustale, cum sunt centurile muntoase lineare şi sistemele de rift, ecuaţia flexurii elastice se reduce la:

$$R\frac{d^2w}{dx^4} + N\frac{d^2w}{dx^2} + \rho_{ma} \bullet g \bullet w = p(x) \tag{5.2}$$

unde:

x - distanţa (normală la axul de încărcare)
R - rigiditatea flexurală
N - forţa intraplacă (pozitivă dacă este compresivă)
p - distribuţia încărcării verticale

Distribuţia sarcinii (încărcării) variază în general cu distanţa şi include nu numai încărcările tectonice responsabile pentru flexurare dar şi greutatea apei şi sedimentelor suprajacente flexurii.

La o examinare mai atentă se poate observa că ultimii doi termeni ai ecuaţiei (5.2) reprezintă balanţa izostatică dată de ecuaţia 5.1. Primul termen care implică şi rigiditatea flexurii înglobează şi rigiditatea laterală a litosferei. Cu cât rigiditatea flexurală este mai mare, cu atât flexurarea va fi mai mică (pentru o distribuţie de sarcină dată).

Al doilea termen al ecuaţie 5.2 reprezintă efectul stressului intraplacă asupra flexurii. De fapt aceşti termeni pot fi, şi în general aşa se procedează, ignoraţi la modelarea flexurii litosferei; totuşi ei pot juca un rol important în evoluţia secvenţelor stratigrafice ale marginilor bazinului.

Un alt mod de a cuantifica rigiditatea litosferei este de a măsura grosimea elastică efectivă (E.E.T). Cuvântul cheie este "efectivă"; nimeni nu poate spune cu precizie ce porţiune din litosferă se comportă elastic în evoluţia sa la scară geologică. Relaţia (mai mult sau mai puţin empirică) dintre E.E.T. şi rigiditatea flexurală este:

$$E.E.T. = \sqrt[3]{\frac{12 \bullet \left(1 - \nu^2 \bullet R\right)}{E}} \tag{5.3}$$

unde:

ν- coeficientul lui Poisson (0,25)
E - modulul lui Young (7×10^{10} N/m^2)

Aceste două constante (vşi E) caracterizează reologia, relaţia stress→ strain, a porţiunii elastice a crustei şi mantalei litosferice. Pentru rigiditatea flexurală cuprinsă între 10^{21}-10^{25} Nm grosimea elastică variază de la 5,4 la 117 km.

Justificarea folosirii unui model tip placă elastică este exemplificată în figura 5.2 unde E.E.T.-ul obţinut din studiile flexurale ale diferitelor tipuri de încărcări tectonice este reprezentat în funcţie de vârstă. Punctele 15 şi 17 pot fi ignorate deoarece se bazează pe valori medii de arii de dimensiuni continentale şi pot subestima valorile E.E.T. pentru zone de studiu restrânse. E.E.T. pare a fi independent de vârsta sarcinii, ceea ce sugerează că stress-ul elastic, cel ce provoacă flexura, nu se relaxează decât într-o mică măsură la scara timpului geologic.

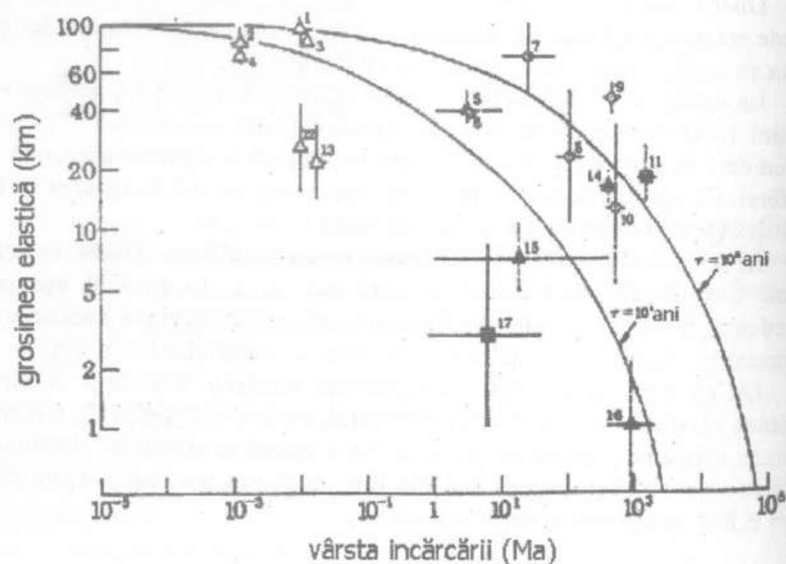


Fig.: 5.2. Variaţia grosimii elastice efective (EET) a litosferei continentale în funcţie de vârsta încărcării tectonice (după Watts et al. – 1982).

Oricum, există dovezi că E.E.T. depinde de structura termală a litosferei. Figura 5.3 arată că E.E.T. este mic atunci când litosfera este fierbinte şi mare când litosfera este rece.

Grafice ca acesta au făcut pe mulţi cercetători să considere că E.E.T este controlat de temperatură, respectiv de adâncimea unei anumite izoterme.

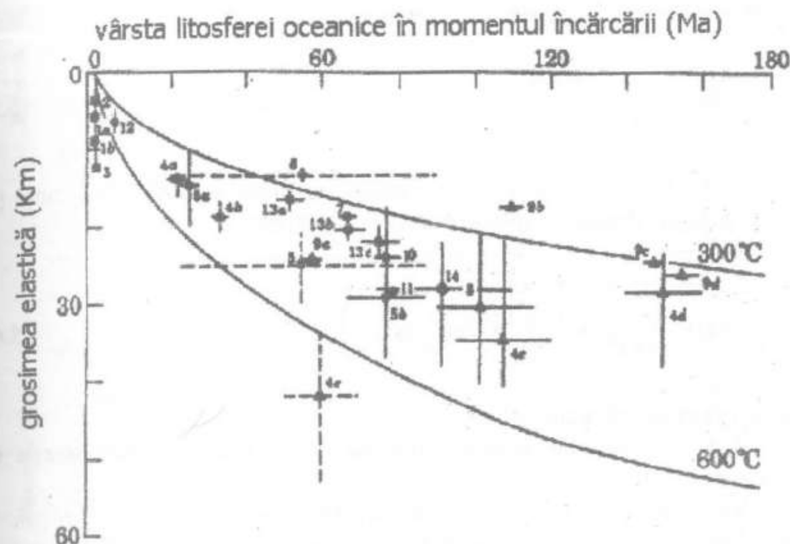


Fig.: 5.3. Variaţia grosimii elastice efective (EET) a litosferei oceanice în funcţie de vârsta litosferei în momentul încărcării tectonice (după Watts et al. – 1982).

Datele prezentate sunt specifice pentru litosfera oceanică, dar există şi grafice similare pentru zonele continentale.

De asemenea, mai trebuie subliniat faptul că rocile care furnizează rezistenţa elastică a litosferei pe termen lung nu constau în întregime dintr-o secţiune verticală a E.E.T.

5.3. FLEXURAREA SIMPLĂ

Soluţiile fundamentale ale ecuaţiei 5.2. sunt pentru cazul unei sarcini lineare, concentrate, de magnitudine V_0 acţionând pe o placă infinită sau

semiinfinită (fig. 5.4). Sarcina lineară poate fi considerată ca o coloană de mărime Δx, înălțime h și densitate ρ_l.

$$V_0 = \rho_l \bullet g \bullet h \bullet \Delta x \tag{5.4}$$

Distribuția sarcinii în ecuația 5.2 devine:

$$P(x) = \begin{cases} 0 & x \neq 0 \\ V_0 & x = 0 \end{cases} \tag{5.5}$$

În cazul unei plăci infinite flexura rezultată variază cu distanța (x) față de punctul (linia) de aplicare conform relației:

$$w(x) = \frac{V_0 \bullet \alpha^3}{8 \bullet R} \bullet e^{\left(-\frac{x}{a}\right)} \bullet \left(\cos\frac{x}{a} + \sin\frac{x}{a}\right) \tag{5.6}$$

pentru valori pozitive ale lui x.

Așa cum era de așteptat, flexura este simetrică față de axa de încărcare (x = 0).

Valoarea α reprezintă un parametru flexural.

Între acesta și rigiditatea flexurală există relația:

$$\alpha = \sqrt[4]{\frac{4 \bullet R}{\rho_{ma} \bullet g}} \tag{5.7}$$

Parametrul flexural joacă un rol important în controlul mărimii flexurii. Acesta se evidențiază prin termenul exponențial din relația 5.6 α^3. Când distanța α este mică flexura este abruptă, iar atunci când α este mai mare flexura este largă.

Figura 5.4. a arată că jumătate din extinderea flexurii (definită ca distanța dintre punctul de încărcare până la prima intersectare dintre nivelul de referință și curba de flexurare) este $3\pi\alpha/4$. În punctul x = 0 mărimea flexurii este maximă și egală cu:

$$w_0 = \frac{V_0 \bullet \alpha^3}{8 \bullet R} \tag{5.8}$$

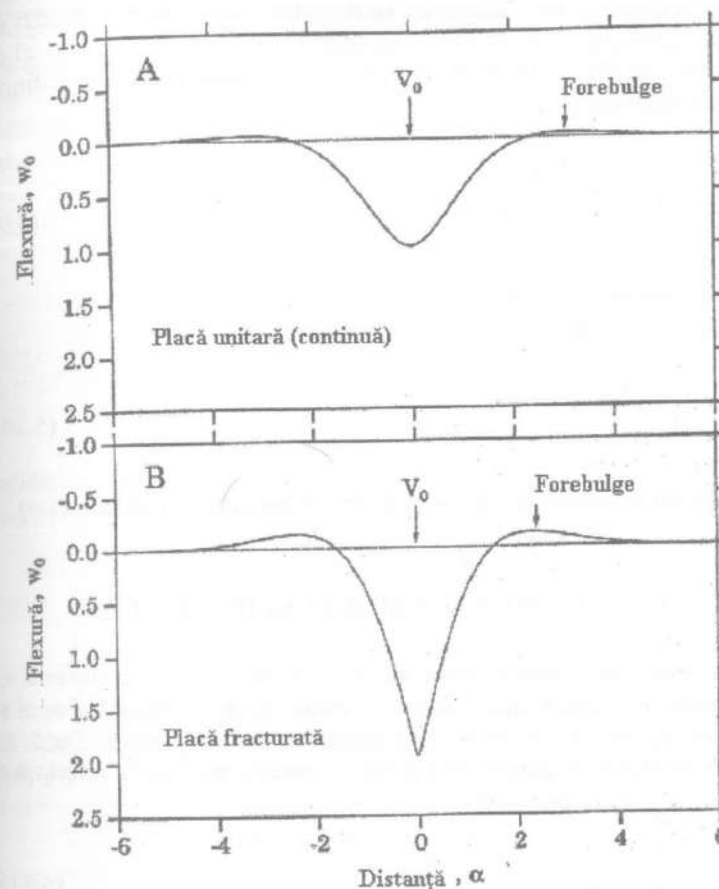


Fig.: 5.4. Flexurarea unei plăci litosferice infinite și continue pentru o încărcare liniară (punctuală în secțiune verticală) având valoarea V (după Angevine et al. – 1990).

Flexura maximă este cu atât mai adâncă cu cât placa este mai slabă. Această soluție este valabilă numai când extinderea încărcării (Δx) este mică în comparație cu α. Adiacent, se evidențiază o zonă de ridicare (forebulge) de mică amplitudine datorită interacțiunii dintre rigiditatea litosferei și forța arhimedică a mantalei.

Figura 5.4. a arată soluția ecuației flexurării elastice (5.6) pentru cazul când încărcarea este aplicată linear (x = 0), iar litosfera este fracturată

în punctul de aplicare. Prin fracturare se presupune că nu există transfer de stress peste zona (linia) de fractură. În această situaţie greutatea liniei de încărcare este împărţită în mod egal între cele două plăci semiinfinite. Flexura este redată prin relaţia:

$$w(x)=\frac{V_0 \bullet \alpha^3}{4 \bullet R} \bullet e^{\left(-\frac{x}{\alpha}\right)} \bullet \cos\frac{x}{\alpha} \qquad (5.9)$$

unde α este calculat prin ecuaţia 5.7.

Flexura maximă în cazul plăcilor fracturate este:

$$w_0=\frac{V_0 \bullet \alpha^3}{4 \bullet R} \qquad (5.10)$$

deci de două ori mai mare decât în cazul unei plăci infinite (nefracturate).

5.4. ÎNCĂRCAREA CU APĂ ŞI SEDIMENTE

În modelul prezentat anterior s-a considerat o încărcare lineară ce creează flexura litosferică fără a se lua în calcul aportul flexural al apei şi sedimentelor ce umplu bazinul, deci acesta a fost subaerian. Dacă un sediment de densitate ρ_s umple zona flexurată până la nivelul de referinţă al plăcii, distribuţia sarcinilor va fi:

$$P(x)=\varrho_S \bullet g \bullet w(x)+\begin{cases} V0 & x=0 \\ 0 & x\neq 0 \end{cases} \qquad (5.11)$$

Greutatea încărcăturii sedimentare poate fi transferată în membrul stâng al ecuaţiei 5.2 şi încorporată în termenul reprezentând efectul de plutire pe astenosferă. Soluţia acestei ecuaţii va avea aceiaşi formă ca ecuaţiile 5.4 şi 5.9 cu excepţia că parametrul flexural este definit în mod diferit.

$$\alpha=\sqrt[4]{\frac{4 \bullet R}{(\rho_{ma}-\rho_s)\bullet g}} \qquad (5.12)$$

Însumarea încărcării cu apă şi sedimente asupra procesului de flexurare are ca efect creşterea parametrului α, magnitudinii flexurii şi a

extinderii acestuia. Astfel, creşterea încărcării pe litosferă va duce întotdeauna la mărirea adâncimii flexurii, iar adăugarea de sarcină (încărcare) la distanţă de linia centrală de încărcare (presupusă) cu siguranţă va conduce la o lărgire a zonei flexurate denivelate). Această tehnică este mai greu de corelat pentru zonele de forebulge unde, conform ecuaţiei 5.11 ar apărea o îndepărtare a sedimentelor w < 0. Valorile tipice pentru parametrul flexural (în km) sunt:

	Aer	Apă	Sediment ρ_s=2,5 g/cm^3
R = 10^{21}Nm	18,7	20,5	26,7
R = 10^{25}Nm	18,7	205	267

Este demn de subliniat că flexurile sunt foarte înguste pentru rigidităţile flexurale R < 10^{21} Nm. Deşi magnitudinea rigidităţii este ralativ mare (ca număr) sarcina este aproape compensată local.

5.5. EXEMPLU DE CALCUL

Se consideră secţiunea unei zone riftate (fig. 5.5). Riftarea a condus la înlocuirea unei porţiuni de crustă cu rocă din manta. Aceasta înseamnă că riftul nu este în echilibru izostatic cu crusta adiacentă neafectată. Dacă presupunem că a avut loc subsidenţa iniţială întregul surplus de masă al zonei de rift trebuie compensat regional prin flexură litosferică.

Scopul acestui exemplu este de a stabili o valoare medie pentru β cunoscându-se geometria bazinului flexural suprapus riftului (un aulacogen ipotetic).

Conform ecuaţiei 5.4 mărimea încărcării tectonice va fi dependentă de contrastul dintre manta şi crustă.

$$V_0=(\rho_{ma}-\rho_c)\bullet g \bullet r \bullet t \bullet\left(1-\frac{1}{\beta}\right) \qquad (5.13)$$

Pentru a simplifica algoritmul asimilăm (aproximăm) excesul de încărcătură al riftului ca o linie de încărcare. De asemenea, se mai fac următoarele precizări:

- flexura este umplută cu sedimente până la nivelul de referinţă (ρ_s = 2,5 g/cm^3)
- jumătatea lăţimii bazinului, 225 km
- adâncimea maximă, 6 km

- grosimea crustală normală, 50 km
- lăţimea zonei de rift, 150 km

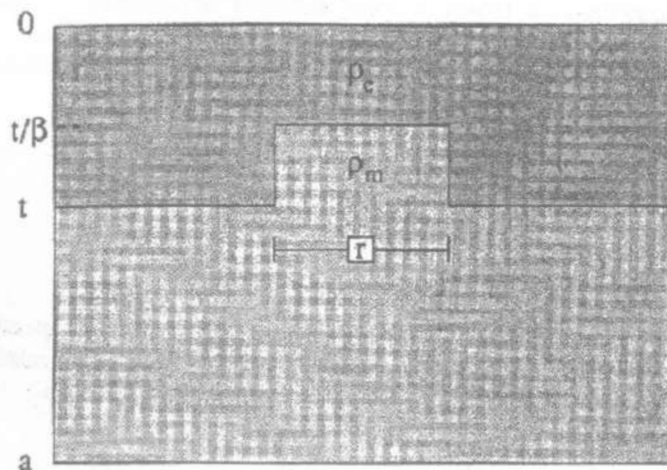


Fig.: 5.5. Reprezentarea simplificată a unei zone riftate şi neechilibrate izostatic.

Utilizăm jumătatea lăţimii bazinului pentru a calcula valoarea parametrului flexural:

$$\alpha = \frac{4 \bullet (225km)}{3 \bullet \pi} = 95.5km \qquad (5.14)$$

apoi rigiditatea flexurală:

$$R = \frac{1}{4} \bullet \alpha^4 \bullet (\rho_{ma} - \rho_s) \bullet g = 1.6 \bullet 10^{23} km \qquad (5.15)$$

şi grosimea elastică efectivă:

$$E.E.T. = \left[\frac{12 \bullet R \bullet (1 - \nu_2)}{E}\right]^{\frac{1}{3}} = 29.7km \qquad (5.16)$$

Cunoscând adâncimea maximă, R şi α putem calcula V_0:

$$V_0 = \frac{8 \bullet R \bullet (6000m)}{\alpha^3} = 8.8 \bullet 10^{12} N/m \qquad (5.17)$$

şi factorul de întindere:

$$\beta = \left[1 - \frac{V_0}{(\rho_{ma} - \rho_c) \bullet g \bullet r \bullet t}\right]^{-1} = 1.3 \qquad (5.18)$$

Pentru comparaţie, dacă riftul ar fi fost compensat izostatic (în sens local, cu R = 0) bazinul ar fi avut o lăţime de numai 150 km (lăţimea riftului) şi o adâncime medie de:

$$w = \frac{(\rho_{ma} - \rho_c)}{(\rho_{ma} - \rho_s)} \bullet t \bullet \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) = 7.2km \qquad (5.19)$$

Se observă că modelul de balansare izostatică locală nu dă rezultate congruente datelor geologice iniţiale.

Acest exemplu va fi rediscutat şi modelarea îmbunătăţită după ce va fi prezentată metodologia de calcul a flexurii în condiţiile unei sarcini (sediment + apă) distribuite la nivelul bazinului.

5.6. REPARTIŢIA ÎNCĂRCĂRII PE SUPRAFAŢĂ

Sunt relativ puţine cazuri (situaţii geologice reale) în care modelul cu încărcare punctuală să poată fi aplicat direct.

În general, încărcătura este distribuită pe o anumită zonă (de exemplu o centură muntoasă), nu concentrată într-un punct. Oricum, având în vedere că litosfera este tratată ca o placă uniformă şi infinită (pentru simplificarea algoritmului) şi încărcătura distribuită pe suprafaţa bazinului poate fi schematizată sub forma mai multor linii de încărcare situaţie în care flexura se va calcula prin însumarea flexurilor cauzate de fiecare linie. Această metodă se bazează pe liniaritatea ecuaţiei 5.2 fiind o formă convolută a acesteia.

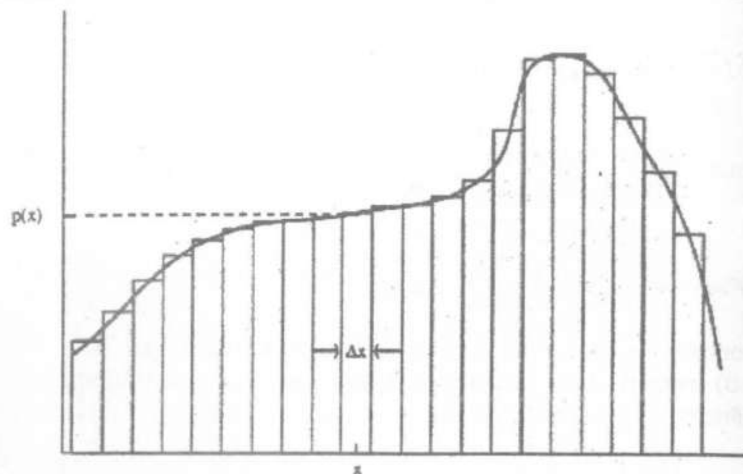


Fig.: 5.6. Reprezentarea schematică a repartiției încărcării tectonice pe placa litosferică. Fiecare coloană are o încărcare $\rho(x)\Delta x$ dependentă de dispunerea sarcinii pe placă.

Considerăm distribuția încărcării p(x) prezentată în figura 5.6. Dacă distribuția este reprezentată printr-un set de linii de încărcare decalate între ele la o echidistanță Δx, atunci linia de încărcare într-o anumită poziție x va fi:

$$V_x = p(x)\Delta x \qquad (5.20)$$

În analogie cu ecuația 5.6 creșterea flexurii, măsurată în x_0, ce rezultă din acest punct de încărcare va fi:

$$\Delta w_1(x_0)=\frac{p(x)\bullet\alpha^3\bullet\Delta x}{8\bullet R}\bullet e^{\left(-\frac{x-x_0}{\alpha}\right)}\bullet\left[\cos\left(\frac{x_0-x}{\alpha}\right)+\sin\left(\frac{x_0-x}{\alpha}\right)\right] \qquad (5.21)$$

când $x < x_0$ și:

$$\Delta w_1(x_0)=\frac{p(x)\bullet\alpha^3\bullet\Delta x}{8\bullet R}\bullet e^{\left(-\frac{x-x_0}{\alpha}\right)}\bullet\left[\cos\left(\frac{x-x_0}{\alpha}\right)+\sin\left(\frac{x-x_0}{\alpha}\right)\right] \qquad (5.22)$$

când $x > x_0$.

Sunt necesare două formulări deoarece soluția originală (ecuația 5.6)

presupune un argument pozitiv pentru factorul exponențial. Flexura totală este obținută prin însumarea creșterilor flexurale. Pentru un Δx infinit mic suma devine integrală, respectiv:

$$w(x)=\int_{-\infty}^{x} dw_1(x)+\int_{x}^{\infty} dw_2(x) \qquad (5.23)$$

În principiu, limitele de integrare sunt de la -∞ la +∞; în practică, limitele sunt determinate de extinderea (lărgimea) distribuției încărcării. Ecuația 5.23 pleacă de la premisa că placa este continuă și nefracturată.

Pentru modelarea unei plăci fracturate mai trebuiesc adăugați alți termeni ecuațiilor 5.21 și 5.22 care să asigure că în zona fracturii nu există moment de încovoiere sau forțe de forfecare.

5.7. DISTRIBUȚIA RECTANGULARĂ A ÎNCĂRCĂRII

Un model simplu dar eficient de rezolvare a distribuției încărcării bazinului este considerarea unei sarcini rectangulare (fig. 5.7) suprajacentă secțiunii analizate.
Astfel;

$$p(x)=\begin{cases} p_0 & |x|\le L \\ 0 & |x|\ge L \end{cases} \qquad (5.24)$$

Acest model este mai ușor de studiat pentru că p(x) este considerat între -L și +L și 0 în orice loc.

Presupunând că p(x) reprezintă un corp (strat) de grosime h_L și densitate ρ_L, iar densitatea este plină cu sedimente, atunci flexura va fi:

$$w(x)=\frac{\rho_L\bullet h_L}{2\bullet(\rho_{ma}-\rho_s)}\bullet\left[2-e^{\left(-\frac{x-L}{\alpha}\right)}\bullet\cos\left(\frac{x+L}{\alpha}\right)-e^{\left(-\frac{L-x}{\alpha}\right)}\bullet\cos\left(\frac{L-x}{\alpha}\right)\right] \qquad (5.25)$$

pentru $-L < x + L$ și:

$$w(x)=\frac{\rho_L \bullet h_L}{2\bullet(\rho_{ma}-\rho_s)}\bullet\left[e^{\left(-\frac{x-L}{\alpha}\right)}\bullet\cos\left(\frac{x-L}{\alpha}\right)-e^{\left(-\frac{x+L}{\alpha}\right)}\bullet\cos\left(\frac{L-x}{\alpha}\right)\right] \quad (5.26)$$

pentru x > L.

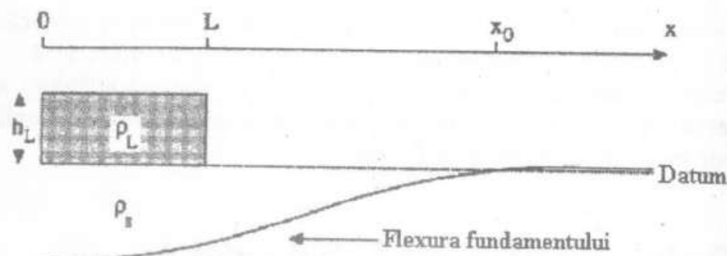


Fig.: 5.7. Reprezentarea repartiției flexurii plăcii în cazul unei sarcini rectangulare

Considerăm că flexura este simetrică față de x = 0. Folosind ecuația (5.25) se poate calcula flexura pentru x = 0 respectiv:

$$w(x)=\frac{\rho_L \bullet h_L}{2\bullet(\rho_{ma}-\rho_s)}\bullet\left[1-e^{\left(-\frac{L}{\alpha}\right)}\bullet\cos\left(\frac{L}{\alpha}\right)\right] \quad (5.27)$$

Atunci când L este mare în comparație cu α ecuația anterioară devine:

$$w(x)=\frac{\rho_L \bullet h_L}{(\rho_{ma}-\rho_s)} \quad (5.28)$$

Acest rezultat sugerează că în apropierea centrului încărcarea este compensată local (izostatic) când încărcarea este foarte extinsă, iar rigiditatea flexurală neglijabil de mică.

Acest comportament apare deoarece fiecare suprafață elementară a plăcii este încărcată uniform în zona din centrul distribuției rectangulare de sarcină. Nu există nici o porțiune de placă în zona centrală cu un comportament diferit astfel că pentru această porțiune se realizează o flexură apropiată de modelul balansării izostatice.

Evaluarea din ecuația 5.27 arată că apare o compensare locală (aproximativă) la x = 0 atunci când L > 1,5α. Situația este cu totul diferită în zonele de margine ale încărcării (x = L).

Aici flexura este dată de :

$$w(x)=\frac{\rho_L \bullet h_L}{2\bullet(\rho_{ma}-\rho_s)}\bullet\left[1-e^{\left(-\frac{2\bullet L}{\alpha}\right)}\bullet\cos\left(\frac{2\bullet L}{\alpha}\right)\right] \quad (5.29)$$

Chiar dacă L este mare în comparație cu α flexura este numai pe jumătate față de cea estimată pentru o încărcare compensată local. Ecuația 5.29 arată că, indiferent de lățime, întreaga distribuție a încărcării nu poate fi niciodată compensată local.

De menționat că dacă L este foarte mic în comparație cu α flexura calculată de ecuațiile 5.27 și 5.29 se reduce la zero. Încărcările înguste sunt suportate de coeziunea litosferei pe când încărcările largi sunt suportate de plutirea mantalei.

De asemenea, se poate evidenția relația dintre parametrul flexural și lățimea bazinului sedimentar (respectiv jumătatea acestuia x_0) generată de modelul de distribuție rectangulară a încărcării. Ca și în cazul anterior, x_0 va fi punctul în care flexura intersectează pentru prima oară nivelul de referință. Folosind ecuația 5.26 pentru punctul x_0 unde $w_{(x0)}$ = 0 aceasta devine:

$$e^{\left(-\frac{x_0-L}{\alpha}\right)}\cos\left(\frac{x_0-L}{\alpha}\right)=e^{\left(-\frac{x_0-L}{\alpha}\right)}\bullet\cos\left(\frac{x_0+L}{\alpha}\right) \quad (5.30)$$

Fiind o ecuație transcendentală aceasta nu poate fi rezolvată cu soluție unică. Cea mai bună cale de urmat este izolarea lui α și reiterarea pentru obținerea unei soluții:

$$\alpha=\frac{x_0-L}{\cos^{-1}\bullet\left[e^{\left(-\frac{2\bullet L}{\alpha}\right)}\bullet\cos\left(\frac{x_0-L}{\alpha}\right)\right]} \quad (5.31)$$

În exemplul următor se va arăta modelul de rezolvare al acestuia.

5.8. EXEMPLE DE CALCUL

Exemplul 1 - aulacogen

Având soluţiile (algoritmul) furnizat de subcapitolul anterior se pot reconsidera estimările pentru rigiditatea flexurală (1,6 x 10^{23} Nm) şi factorul de întindere crustală (1,3) obţinute pentru exemplul din subcapitolul 5.5. În secţiunea respectivă am aproximat că încărcarea unei intruziuni din manta sub aulacogen ca fiind concentrată liniar (linie de sarcină):

Flexura este umplută cu sediment (ρ = 2,5 g/cm^3)

Jumătate din lăţimea bazinului = 225 km

Adâncimea maximă = 6 km

Grosimea normală a crustei = 50 km

Lăţimea zonei de rift = 150 km

Prima etapă constă în determinarea parametrului flexural α pe baza informaţiilor de mai sus (L = 75 km; x_0 = 225 km).

Avansăm o primă ipoteză, α10 km şi substituim aceste valori în membrul drept al ecuaţiei 5.31 pentru a obţine o nouă valoare a lui α. Dacă aceasta este egală cu 10 km înseamnă că ipoteza este valabilă, respectiv alegerea a fost cea adecvată. Dacă valoarea nou obţinută este diferită de 10 km , se substitue noua valoare a ecuaţiei şi se reiterează procedeul până nu se mai modifică. Valoarea finală obţinută este:

$$\alpha = 86{,}3 \text{ km} \qquad (5.32)$$

ceea ce este evident diferit de estimarea anterioară de 95,5 km.

Rigiditatea flexurală ce afectează grosimea elastică efectivă este:

$$R = 1{,}1 \times 10^{23} \text{ Nm} \qquad (5.33)$$

şi

$$EET = 26{,}0 \text{ km} \qquad (5.34)$$

Se poate spune că şi modelul anterior (cu încărcare punctuală) folosit la prima abordare a exemplului a fost relativ corect.

Având diferenţa de încărcare datorată densităţilor diferite, $\rho_L = \rho_{ma} - \rho_c$ putem acum folosi ecuaţia 5.27 pentru determinarea amplitudinii încărcării tectonice h_L:

$$h_L = \frac{(\rho_{ma} - \rho_s)(6km)}{(\rho_{ma} - \rho_c)\bullet\left[1 - e^{\left(-\frac{L}{\alpha}\right)}\bullet\cos\left(\frac{L}{\alpha}\right)\right]} = 13.2km \qquad (5.35)$$

iar din geometria riftului (fig. 5.7) factorul de întindere:

$$\beta = \frac{1}{t - h_L} = 1.4 \qquad (5.36)$$

Valoarea determinată (1,4) este ceva mai mare decât cea anterioară (1,3) pe care o obţinusem folosind modelul de încărcare liniară (punctuală).

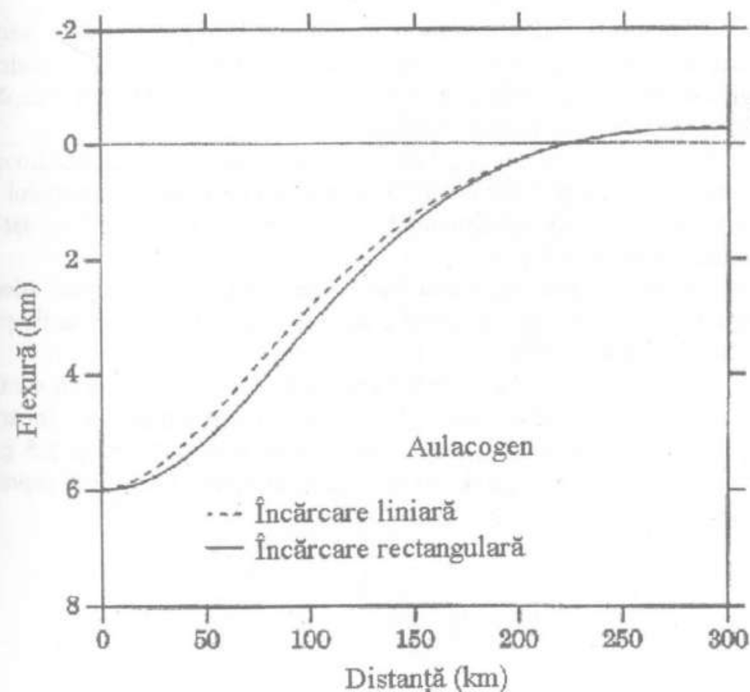


Fig.: 5.8. Flexura litosferei la o încărcare distribuită liniar comparată cu modelul de încărcare rectangulară pentru parametri din exemplul 1.

Diferenţa arată că atunci când rezolvarea se face pentru o sarcină mai mică dar concentrată pe o suprafaţă redusă se obţine acelaşi rezultat ca atunci când se foloseşte o sarcină distribuită.

Flexurile pentru încărcările lineare şi rectangulare sunt prezente în fig. 5.8. Flexurile sunt aproape identice. Reprezentarea anterioară a zonei de rift cu o încărcare lineară este deci suficient de exactă. Cel mai simplu model de bazin funcţionează chiar şi atunci când distribuţia sarcinii pe jumătate din lăţimea riftului (75 km) este comparabilă ca mărime cu parametrul flexural (86 km).

Concluzionând, se poate spune că folosind metode, respectiv modele, mai simple, prin reiterarea şi corijarea rezultatelor, se pot obţine valori satisfăcătoare din punct de vedere al exactităţii estimărilor.

Exemplul 2 - Ridicare flexurală datorată eroziunii

Figura 5.9 (după Hamblin şi Pigby, 1969) prezintă o secţiune transversală prin Marele Canion al fluviului Colorado. Dorim să calculăm magnitudinea ridicării flexurale la marginile canionului datorită îndepărtării sedimentelor de către fluviul Colorado.

Pentru modelare, considerăm canionul un şanţ bidimensional cu secţiune transversală rectangulară. Presupunem că lăţimea canionului are o valoare de 9 km şi o adâncime medie de 500 m, iar sedimentul erodat are o densitate medie de 2,5 g/cm^3.

Deoarece nu se cunoaşte care este rigiditatea flexurală adecvată acestui regiuni, vom calcula pentru valorile uzuale limită, respectiv pentru $R = 10^{21}$ Nm şi $R = 10^{25}$ Nm.

Ecuaţia de flexurare adecvată este de 5.29 ce se referă la flexura unei plăci infinite la marginea distribuţiei rectangulare a încărcării. Amplitudinea (grosimea) şi densitatea sarcinii sunt -500 m şi 2,5 g/cm^3. Jumătatea lărgimii este de 4.500 m. Această sarcină (negativă) reprezintă încărcătura sedimentelor erodate de fluviu.

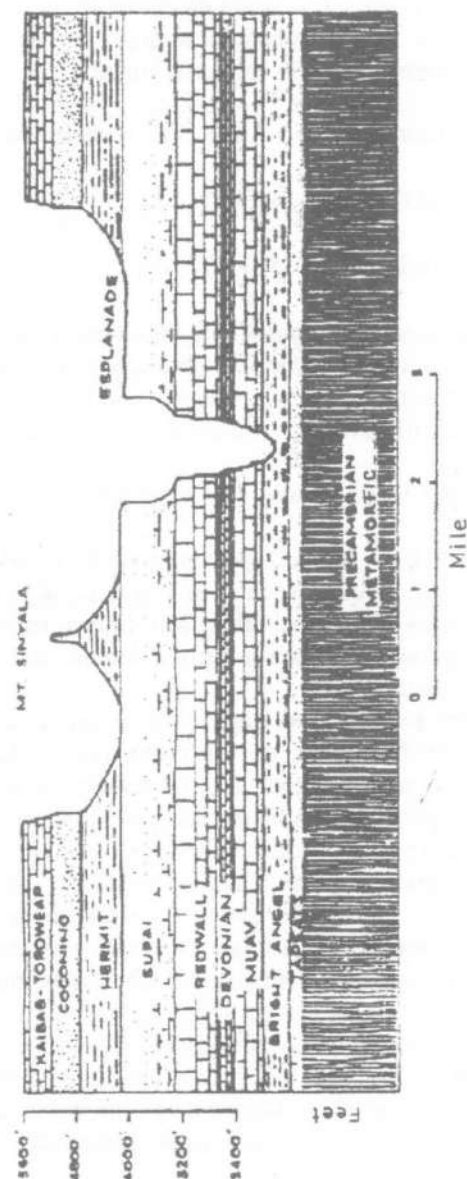


Fig 5.9. Secţiune transversală prin Canionul fluviului Colorado (după Hamblin şi Pigby – din Angevine et. al. 1990)

Urmează să alegem o valoare pentru α. Putem fi tentaţi să folosim ecuaţia 5.12 ce conţine contrastul de densitate între manta şi sediment dar, de fapt, deja a fost calculată încărcarea pe baza prismei sedimentelor erodate. În această situaţie singurul material de suprafaţă dislocuit de flexură este aerul care are o densitate neglijabilă. Pentru aceasta vom calcula α conform ecuaţiei 5.7. Flexurile rezultate sunt:

$$w_{(L)} = -85.6\text{m; pentru } R = 10^{21}\text{ Nm} \qquad (5.37)$$

$$w_{(L)} = -18.2\text{m; pentru } R = 10^{25}\text{ Nm} \qquad (5.38)$$

Flexurile negative indică ridicare. Aceste valori reprezintă ridicarea flexurală a întregii litosfere şi nu includ efectul de relaxare elastică a rocilor din pereţii canionului. Nu s-a verificat dacă se observă sau nu ridicarea flexurală pe profilele topografice transversale pe canion.

Exemplul 3 - Pânze de şariaj şi bazine de foreland, Apenini.

Figura 5.10 a. (după Poyden şi Karner, 1984) reprezintă o secţiune transversală prin munţii Apenini şi bazinul sedimentar adiacent (de tip foreland). Curba din partea dreaptă a figurii reprezintă baza secvenţei sedimentare pliocene aşa cum a fost ea determinată prin lucrări de foraj şi din profilele seismice.

Royden şi Karner au argumentat că depozitele miocene subjacente s-au sedimentat în condiţii de apă puţin adâncă (în apropierea nivelului mării) şi sunt acum flexate în jos datorită apăsării pânzei de şariaj adiacente. Ne propunem să determinăm dacă pânza de şariaj este suficient de grea (sau nu) pentru a justifica flexura.

Într-o primă etapă este necesar să aproximăm încărcarea "topografică" a pânzei de şariaj cu ajutorul unei prisme (secţiuni) rectangulare. Deşi pare relativ labilă, această aproximare are în realitate o destul de mare acurateţe. Din figura 5.10 a se estimează că parametrii de calcul rezonabili sunt L = 55 km şi h_L = 1,5 km.

Dacă îndreptăm suita pliocenului bazal şi o extindem sub nivelul mării, lăţimea flexurii pare a fi de cca. 150 km (x_0). Presupunem că această denivelare este umplută cu sedimente având o densitate de 2,5 g/cm^3. Cu ajutorul acestor date se calculează α folosind ecuaţia 5.31.

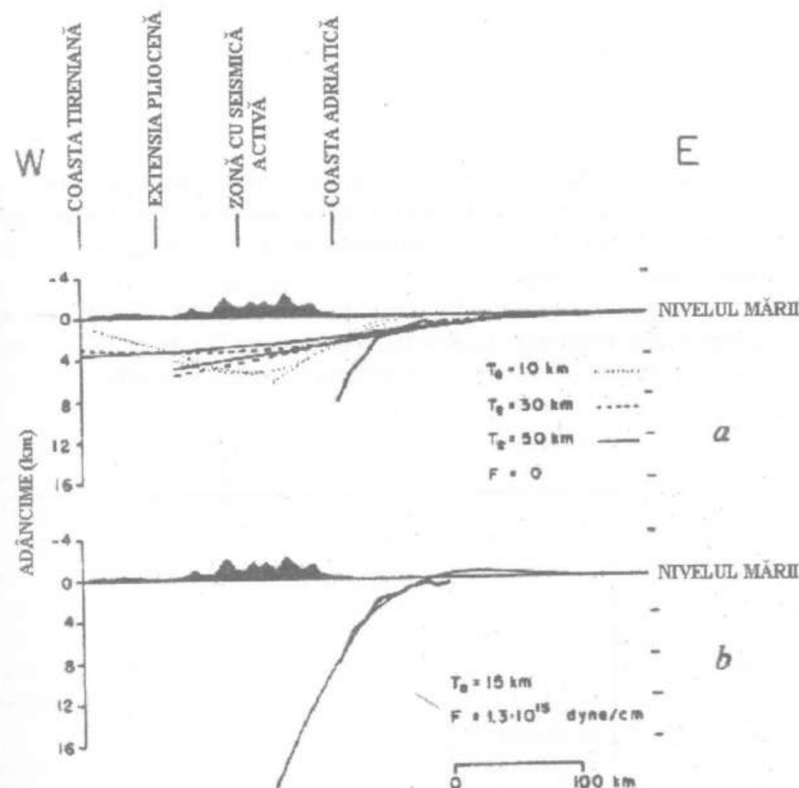


Fig.: 5.10. Flexura orizontului Pliocen bazal (linia continuă) în cazul bazinului de foreland din faţa Munţilor Apenini.

(A) - Grosimea aparentă a pânzei de şariaj este prea mică pentru a induce o flexură egală celei măsurate;

(B) – Pentru ajustarea modelului teoretic cu datele reale se consideră că încărcarea se produce liniar la capătul unei plăci litosferice fracturate, sub centura Apeninilor (după Royden şi Karner 1984).

Prin reiteraţie, se obţine următorul şir de valori: 10; 60,5; 55; 55,5; 56; 56,1 şi 56,1 astfel că:

α=56,1 km (5.39)

R=1,9 x 10^{22} Nm (5.40)

E.E.T = 14,6 km (5.41)

La calcularea acestor parametri presupunem implicit că peste depozitele pliocene nu au mai fost sedimentate alte formaţiuni. Unele bazine de foreland pot fi supraumplute, situaţie în care presupunerea de mai sus nu mai este valabilă.

Lângă marginea pânzei de şariaj suprafaţa Pliocenului bazal se găseşte la o adâncime de peste 8 km. Folosind ecuaţia 5.29 şi parametrul flexural determinat anterior vom estima o flexură de numai:

$W_{(L)}$=2,5 km (5.42)

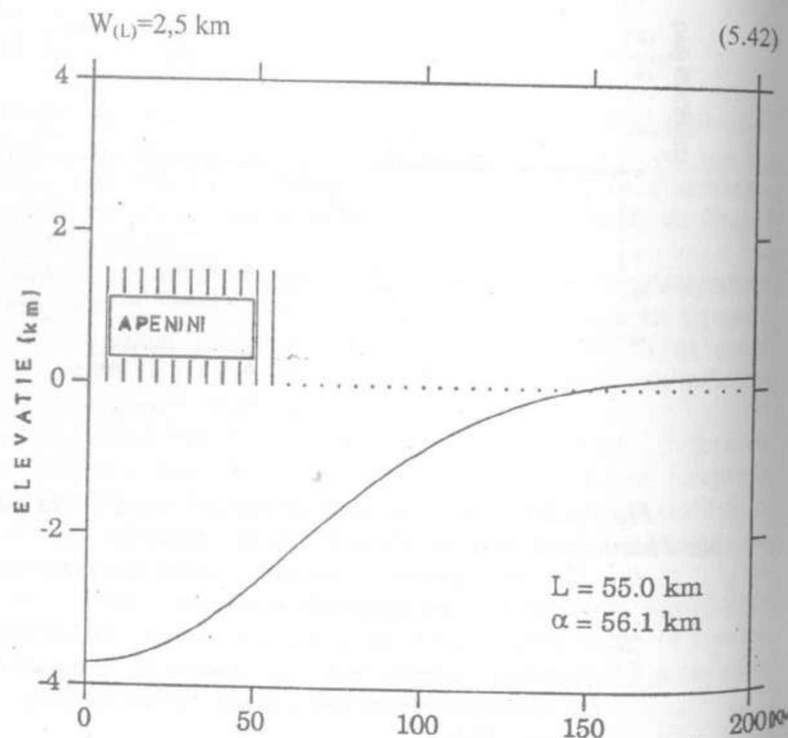


Fig.: 5.11 . Modelul de calcul al flexurii pentru marginea de placă litosferică încărcată rectangular aplicat bazinului de foreland al Apeninilor (pentru datele menţionate în text).

Acest calcul arată că numai greutatea pânzei de şariaj şi a sedimentelor bazinului este insuficientă (cel puţin de 3 ori mai mică) pentru a explica flexura observată a forelandului. Royden şi Karner (1984) au încercat să crească flexura calculată în mai multe moduri (incluzând fracturarea plăcii sub centura muntoasă şi modificând greutatea sedimentelor) dar fără rezultat; încărcarea topografică era mult prea mică.

În final, ei au reuşit să modeleze flexura aplicând o linie de sarcină concentrată sub centura muntoasă (fig. 5.10 b).

Pentru motivarea acesteia au emis ipoteza că pentru sarcina respectivă reprezintă greutatea unui bloc subdus ataşat litosferei forelandului Apeninilor.

Figura 5.11 prezintă flexura estimată a suprafeţei Pliocenului bazal aşa cum a fost calculată din ecuaţiile 5.25 şi 5.26.

O flexură maximă de mai puţin de 4 km este întâlnită sub centura muntoasă.

Figura 5.12 prezintă o variantă alternativă privind evoluţia bazinului (într-un aranjament structural de tip forearc), după Slockmal et al. 1986. În timp ce Royden şi Karner (1984) presupuneau că pânza de şariaj este suprapusă unei suprafeţe orizontale. Slockman et al. (1986) argumentează că un bazin oceanic (marin) preexistent a fost de asemenea umplut cu sedimente anterior şariajului. Înlocuirea apei cu sedimente şi fragmente crustale măresc încărcarea litosferei. Să vedem cum această sarcină adiţională (care este în realitate o parte integrantă a pânzei de şariaj) ne poate furniza flexurarea sedimentară necesară modelării bazinului de foreland al Apeninilor.

Dacă presupunem că marginea bazinului preexistent (anteriori şariajului) coincide cu marginea pânzei de şariaj, putem determina flexurarea folosind din nou ecuaţia 5.29. Marginea bazinului oceanic era probabil mult mai spre vest (sedimente miocene de apă puţin adâncă sunt prezente în pânza de şariaj), însă această ipoteză simplifică modelul de calcul.

Presupunem de asemenea că bazinului oceanic era foarte mare în comparţie cu parametrul flexural (2L >>α) şi că bazinul sedimentar (oceanic) avea o adâncime de 5 km. Amplitudinea încărcăturii este, în ceastă situaţie, h_L = 5km şi flexura este dată de relaţia:

$$w(L) = \frac{\rho_L \bullet h_L}{2 \bullet (\rho_{ma} - \rho_s)} \quad (5.43)$$

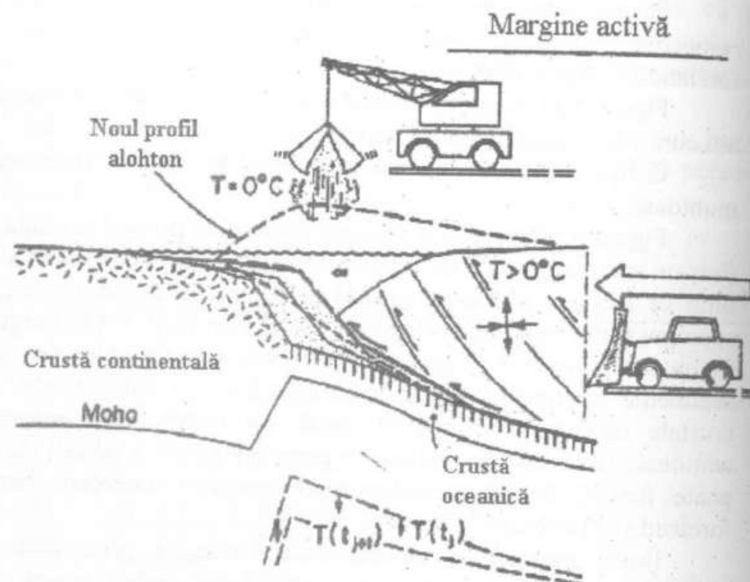


Fig.: 5.12. Încărcarea unei margini continentale pasive de către o margine orogenică activă, de supraîmpingere, care șariază peste o stivă sedimentară preexistentă (după Stockmal et al. 1986).

Deoarece bazinul oceanic se presupune că era în echilibru izostatic densitatea adecvată încărcării sedimentare este:

$$\rho_L = \rho_s - \rho_{apa} \tag{5.44}$$

Prin înlocuirea apei cu sedimente în cadrul bazinului încărcarea se mărește. De asemenea, se presupune că sedientele umplu denivelarea (flexura) provocată de această nouă sarcină. Flexurarea rezultată este:

$$w_L = 4{,}7 \text{ km} \tag{5.45}$$

În figura 5.13 este prezentată flexura estimată. Adăugând flexura din ecuația 5.44 cu cea asociată topografiei ecuația 5.42 denivelarea (felxura) totală este:

$$w_L = 4{,}7 + 2{,}5 = 7{,}2 \text{ km} \tag{5.46}$$

valoare mult mai apropiată estimării de 8-10 km din fig. 5.12.

Dacă umplem bazinul oceanic cu roci crustale de densitate ρ =2,8 g/cm^3 are loc o creștere a denivelării pe care am calculat-o în ecuația 5.44.

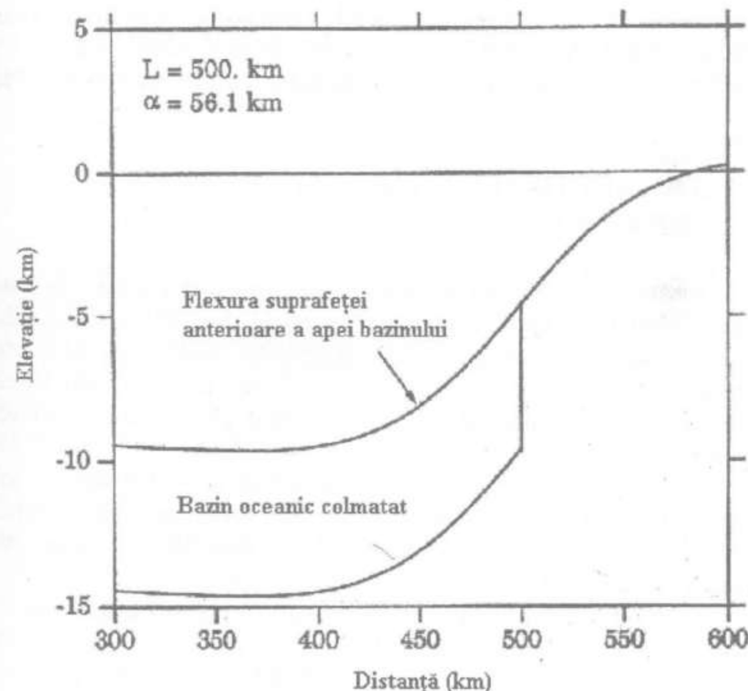


Fig.: 5.13. Flexura indusă de înlocuirea în modelare a umpluturii bazinului sedimentar. Se consideră că bazinul este colmatat de o pătură sedimentară corespunzătoare adâncimii sale, și nu plin cu apă. De asemenea flexura inițială este umplută cu sedimente.

Profilele seismice de adâncime pot ajuta la decelarea între cele două modele pentru Apenini (prin evidenţierea unităţilor litologice cu densităţi diferite şi a reperelor geologice corespunzătoare unităţilor tectonice) dar putem fi convinşi că situaţia reală se încadrează între cele două extreme prezentate anterior.

Modelul lui Stockmal nu poate fi aplicat tuturor bazinelor de foreland. Forelanduri retroarc, cum ar fi bazinele Andin şi Cretacic vest intern, nu au fost niciodată adiacente unui bazin oceanic.

Întradevăr, Lyon-Caen et al (1985) argumentează că încărcătura topografică a munţilor sub-Anzi este suficientă pentru a provoca flexura litosferică dedusă din anomaliile gravitaţionale la nivelul Andin de foreland.

Considerăm că la nivelul bazinului de foreland al munţilor Apenini, sub acţiunea factorilor geodinamici externi are loc procesul de eroziune. Deoarece încărcarea topografică scade bazinul se va ridica din nou cauzând erodarea sedimentelor din bazin. Oricum, chiar şi după erodarea totală a munţilor, va mai rămâne un bazin de foreland cu o adâncime de 4-5 km.

5.9. ALGORITMUL DE CALCULAREA A FLEXURII

Exemplele anterioare arată că se pot obţine o mulţime de date prin soluţii simple ale ecuaţiei de flexurare elastică. Se întâlnesc însă (chiar cu pondere dominantă) situaţii în care distribuţia sarcinii nu este adecvată reprezentării unei încărcări rectangulare. Pentru aceste cazuri în cele ce urmează va fi prezentat un algoritm general pentru rezolvarea ecuaţiei flexurării.

Acest algoritm nu este foarte sofisticat şi este bazat pe soluţiile pentru o încărcare rectangulară care au fost prezentate şi exemplificate anterior. El a fost folosit pentru modelarea unor bazine sedimentare cu rezultate remarcabile.

Pentru cele mai multe dintre situaţii se preferă calcularea flexurii utilizându-se aproximări de tip diferenţe pentru ecuaţia flexurii elastice. Algoritmul diferenţelor finite poate fi scris într-un mod general, permiţând utilizatorului să modeleze plăci fracturate, variaţiile laterale ale densităţii umpluturii sedimentare, a bazinului şi ale rigidităţii flexurale cât şi fluctuaţiile stressului intraplacă.

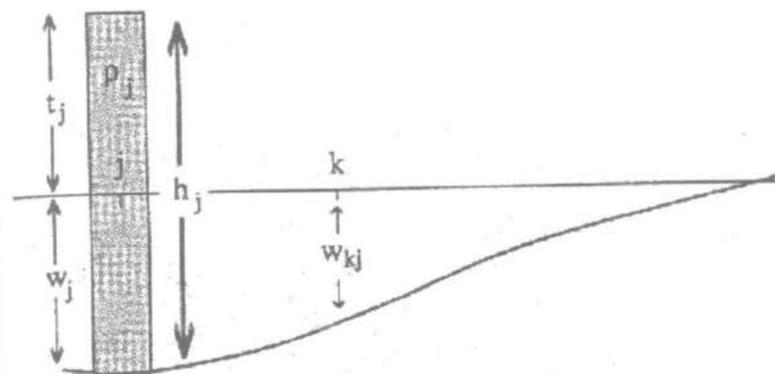


Fig.: 5.14. Reprezentarea încărcărilor şi flexurărilor conform algoritmului de calcul al flexurii:

w – flexura totală;
tj – încărcarea topografică în raport cu nivelul de referinţă;
ρj – densitatea încărcăturii;
wkj – flexura indusă în punctul k.

Se începe prin alegerea a N puncte pe placa elastică uniform distanţate între ele (Δx = ct).

În fiecare punct se amplasează o sarcină rectangulară cu o extindere Δx şi se calculează flexurile pentru aceste puncte. Distanţa Δx este mică în comparaţie cu parametrul flexural (α) şi suficient de mică pentru a caracteriza în mod adecvat repartiţia încărcării.

Punctele se distribuie deasupra zonei de încărcare maximă şi se extind în lateral la o distanţă de aprox. 3α de fiecare parte a liniei (punctului de încărcare). Un compromis acceptabil între puterea de rezoluţie şi timpul de calcul este N = 100 şi Δx = 10 km.

În figura 5.14 este arătat modelul schematic de reprezentare a încărcării.

În fiecare punct j sarcina va fi determinată fie prin specificarea grosimii încărcăturii h_j, fie a reliefului topografic t_j (unde $t_j=h_j-w_j$) şi a densităţii încărcăturii. Sarcina în punctul j va provoca o flexură în punctul k de valoare w_{kj}. Calculul flexurii totale în punctul k implică realizarea sumei:

$$w_k = \sum_{j=1}^{N} w_{kj} \qquad (5.47)$$

Creşterea flexurii (denivelării) se calculează din:

$$w_{kj} = \rho_i \bullet h_j \bullet G_{k-j} \qquad (5.48)$$

unde G_{k-j} are două forme:

$$G_{k-j} = \left[e^{\left(-\frac{\Delta x}{2 \bullet \alpha}\right)} \bullet \cos\left(\frac{\Delta x}{2 \bullet \alpha}\right) \right] \bullet \frac{1}{\rho_{ma}} \qquad (5.49)$$

dacă k = j şi:

$$G_{k-j} = \left\{ e^{\left[-\left(|k-j|-\frac{1}{2}\right) \bullet \frac{\Delta x}{\alpha}\right]} \bullet \cos\left[\left(|k-j|-\frac{1}{2}\right) \bullet \frac{\Delta x}{\alpha}\right] - e^{\left[-\left(|k-j|+\frac{1}{2}\right) \bullet \frac{\Delta x}{\alpha}\right]} \bullet \cos\left[\left(|k-j|+\frac{1}{2}\right) \bullet \frac{\Delta x}{\alpha}\right] \right\} \bullet \frac{1}{2\rho_{ma}} \qquad (5.50)$$

dacă j este egal cu k.

Procesul de calcul poate fi considerabil accelerat dacă observăm că sunt numai N valori distincte ale lui G ce urmează a fi calculate (deoarece $G_{k-j}=G_{j-k}$). Acestea sunt G_0, G_1, G_2 ... G_{N-1}. După calcularea acestor valori ele se păstrează în memorie deoarece sunt necesare la calcularea flexurilor.

Ecuaţia 5.49 este de fapt ecuaţia flexurii sub un centru de încărcare rectangulară de înălţimea şi densitatea unitară având lăţimea Δ_x (ecuaţia 5.27). Ecuaţia 5.50 este derivată din ecuaţia 5.26 care calculează flexura pentru punctele amplasate sub sarcina rectangulară. Forma adecvată pentru α este dată de ecuaţia 5.7, iar greutatea umpluturii bazinului este inclusă în termenii h_j.

Probabil cel mai bun mod de ilustrare al algoritmului este aplicarea sa pe un exemplu concret. Considerăm o pânză de şariaj (fig. 5.15). Încărcarea primară este dată de o pânză de şariaj cu grosimea de 3 km şi densitatea de 2,5 g/cm^3.

Extinderea acesteia este de 110 km şi rigiditatea litosferică este R = 10^{23}Nm. Folosim N = 101 şi Δx = 10 km. Încărcarea plăcii de şariaj este repartizată între punctele 45 - 55 puncte.

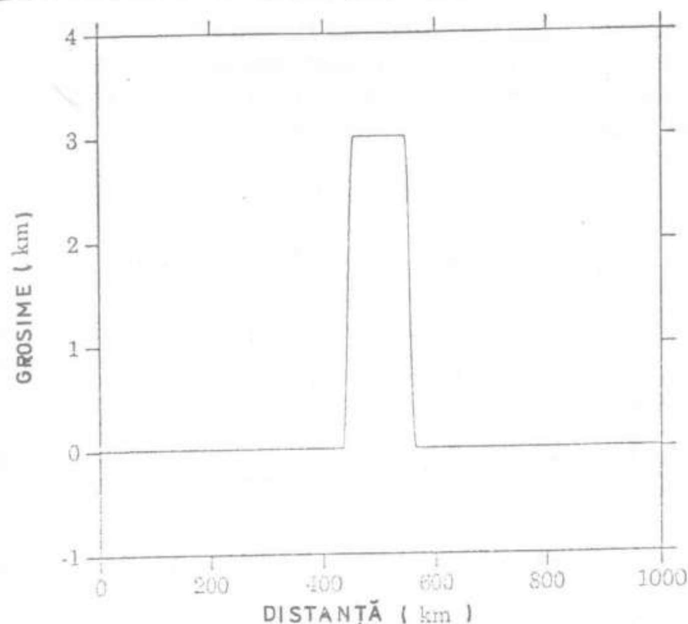


Fig: 5.15. Reprezentarea încărcării generate de pânza de şariaj pentru calcularea flexurii.

Sedimentele având densitatea de 2,3 g/cm^3 umplu denivelarea iniţială până la nivelul de bază. La realizarea acestei ipoteze se pun următoarele condiţii:

$$t_i = 0 \qquad (5.51)$$

ti = elevaţia iniţială (fig. 5.14)

şi

$$\rho_i = 2{,}3 \text{ g/cm}^3 \qquad (5.52)$$

pentru i=1, 2, 3, ... 44 şi 56, 57, 58, ... 101.

Pentru punctele i= 45, 46, ... 55 avem:

$$h_i = 3\text{km} \qquad (5.53)$$

şi

$$\rho_i = 2{,}5 \text{ g/cm}^3 \qquad (5.54)$$

Într-o primă etapă se calculează flexura folosind numai încărcarea primară, placa de şariaj. Valorile flexurii rezultate sunt prezentate în fig. 5.16 A. Ce grosime de sedimente (Δh_i) este necesară pentru umplerea denivelării? Aceasta se calculează folosind relaţia:

$$\Delta h_i = (t_i + w_i) - h_i \qquad (5.55)$$

pentru i=1, 2, 3, ... 44 şi 56, 57, 58, ... 101.

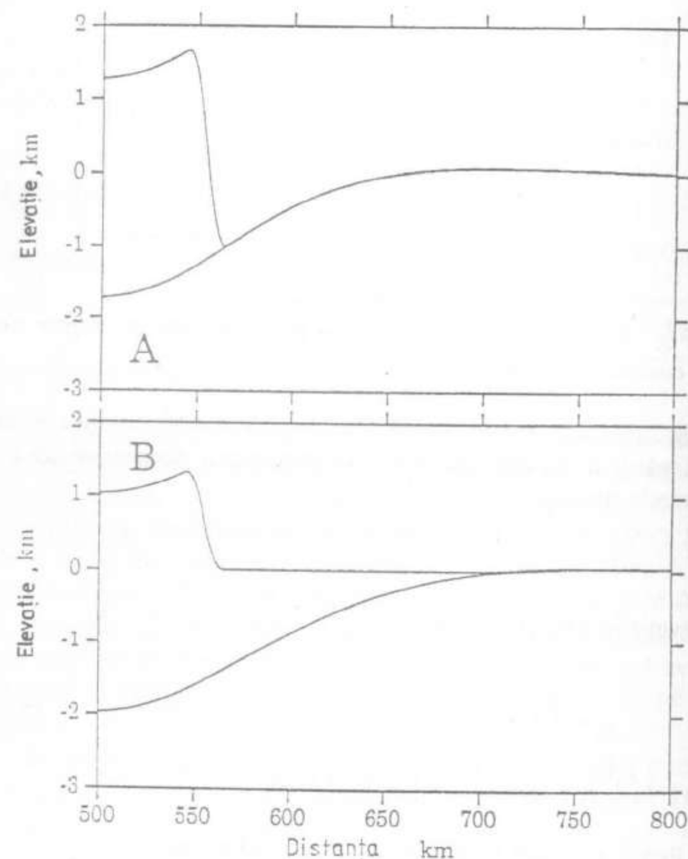


Fig: 5.16. Flexura litosferei sub greutatea pânzei de şariaj:
(A) – bazin umplut cu aer;
(B) – *bazin umplut cu sedimente.*

Dacă Δh_i este pozitiv se adaugă această valoare la sarcina punctelor respective şi se calculează flexura rezultată. Se repetă această etapă de calculare şi sumare a flexurii şi umpluturii sedimentare deoarece apar noi valori ale grosimii de sedimentare până când valoarea flexurii totale rămâne constantă.

Figura 5.16 arată rezultatele obţinute după 20 de iteraţii. Trebuie menţionat că această schemă ia în considerare umplerea denivelărilor (flexurilor) cu sedimente, dar nu compensează procesul de erodare de la forebulge. În această situaţie apelăm din nou la algoritmul general. Alegem pentru t_i o valoare iniţială diferită de 0, astfel că se poate construi o pantă topografică a bazinului.

Se poate specifica, de asemenea, că încărcarea primară să fie în sus la un anumit nivel topografic prin adăugarea sau îndepărtarea de material peste sarcina iniţială.

5.10 BACKSTRIPPING FLEXURAL

În capitolul 2 am calculat o valoare a subsidenţei tectonice plecând da la ipoteza că stiva sedimentară este, în decursul evoluţiei bazinului, local, balansată izostatic. Din cele prezentate până acum, compensarea izostatică locală poate fi aplicată cu rezultate corecte numai bazinelor tinere, în faza de sinrft, ce îndeplinesc anumite condiţii, şi anume:

- flux / gradient geotermic ridicat;
- existenţa unui sistem de falii activ;
- rigiditate flexurală redusă;
- grosime relativ constant a cuverturii sedimentare în comparaţie cu parametrul flexural.

În figura 5.17 este reprezentată subsidenţa tectonică asociată pânzei de şariaj şi bazinului de foreland analizat în subcapitolul anterior. Sarcina (încărcarea) primară este dată de o pânză de şariaj cu o grosime de 3 km şi o lăţime de 110 km, având o densitate de 2.5 g/cm3.

În conformitate cu definiţia anterioară a subsidenţei tectonice, denivelarea (flexura) este umplută cu apă. Pentru comparaţie este prezentată şi subsidenţa tectonică estimată în cazul compensării Airy.

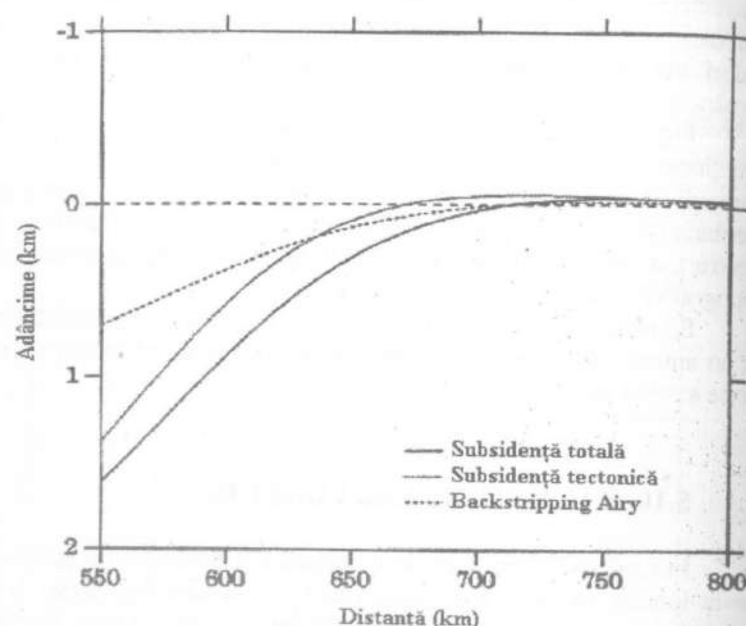


Fig.: 5.17. Reprezentarea curbelor de subsidență totală și subsidență tectonică pentru bazinele de foreland din fig. 5.16. Curba subsidenței tectonice este calculată atât după modelul flexural cât și pentru modelul izostatic local (Airy).

Curba de backstripping Airy a fost obținută înpărțind subsidența totală la 2.3 respectiv la raportul diferențelor de densitate (vezi cap. 2). În vecinătatea axei bazinului, subsidența tectonică ce a fost calculată utilizând ipoteza compensării Airy, este cu mult mai mică decât subsidența tectonică reală în timp ce în zona distală a bazinului, curba Airy estimează subsidența tectonică acolo unde aceasta nu este prezentă.

Numeroși cercetători au alcătuit grafice având ca scop reprezentarea subsidenței tectonice, pe baza modelului de compensare Airy, pentru bazinele de foreland, unele dintre ele fiind prezentate anterior și în această lucrare.

Atunci când se analizează aceste grafice, trebuie avut în vedere faptul că bazinele de foreland au în prezent lărgimi considerabile datorită

compensării flexurele a centurilor muntoase adiacente. O chestiune deosebit de supărătoare este aceea că aceste grafice pot conduce la supraestimarea vârstei faliilor, deoarece schema de backstripping Airy estimează subsidența tectonică și în unele bazine în care aceasta nu a apărut încă.

În capitolele 2 și 3, am calculat subsidența tectonică în bazinele de rift conform compensării izostatice Airy. Dacă valoarea EET a litosferei riftate crește pe măsură ce relaxarea termică avansează (fig. 5.3), atunci greutatea crustei riftate se va repartiza pe o arie din ce în ce mai mare.

Dacă acest proces apare în prezent, atunci schema de backstripping Airy are tendința de a subestima subsidența tectonică în zona de rift și de a supraestima subsidența tectonică în zona adiacentă bazinului de rift.

Backstripping-ul flexural este un proces dificil, deoarece reologia litosferei continentale nu este pe deplin lămurită. În subcapitolul următor vom analiza cum stratigrafia marginilor pasive poate fi influențată de variațiile seculare ale rigidității litosferice.

5.11 STRATIGRAFIA MARGINILOR PASIVE

Figura 5.18. arată că sedimentele mezo și neocretacice ale coastei estice a Statelor Unite, prezintă un on lap progresiv spre continent.

O posibilă interpretare a acestor date este aceea că lățimea zonei de flexură a crescut datorită răcirii și îngroșării litosferie în zona de postrift.

După o aproximare grosieră, datele din fig. 5.3 ne sugerează că EET (exprimat în km) crește cu timpul scurs din momentul (încheierea perioadei) de riftare. EET (în kilometri) poate fi estimat după relația:

$$E.E.T. = 3 \bullet \sqrt{t} \tag{5.56}$$

În timp de 100 M.a răcirea litosferei conduce la o creștere a EET de la 0 la 30 km. Creșterea corespunzătoare a rigidității flexurale dintre punctul de onlap și marginea riftului este dată de:

$$\Delta x = \frac{3 \bullet \pi}{4} \bullet \alpha \tag{5.57}$$

Știm că aceasta reprezintă jumătate din lățimea flexurii produsă de o linie de încărcare pe o placă elastică infinită.

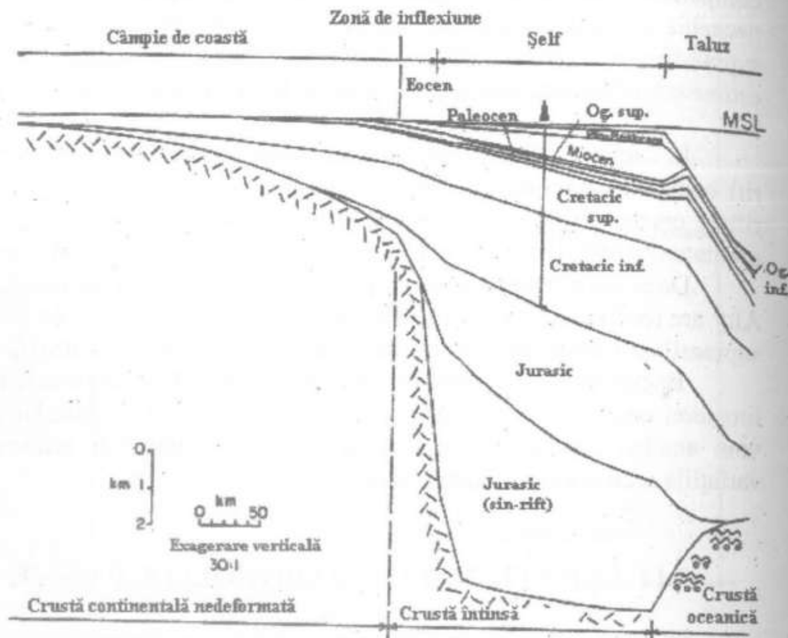


Fig.: 5.18. Secţiune geologică a coastei de est a Statelor Unite bazată pe date seismice şi de foraj. Sedimentele mezozoicului mediu şi superior prezintă onlapping progresiv spre continent. Unele din aceste onlap-uri pot fi datorate răcirii şi rigidizării litosferei (după Watts şi Thorne 1984).

Dacă vom considera că bazinul este umplut cu sediment de densitate 2,5 g/cm^3, Δx se măreşte de la 0 la 277 km. Acest calcul arată că bazinul nu este colmatat, ceea ce poate nu este valabil pentru Cretacicul superior.

De asemenea, calculele nu pot explica schimbarea onlaping-ului (spre larg) la nivelul depozitelor neozoice. Oricum, trebuie menţionat că în mare parte onlap-ul menţionat poate fi asociat răcirii litosferice ulterioare fazei de rift.

Aşa cum este de aşteptat, sunt alte căi de explicare a procesului de onlap prezentat în fig. 5.18. Cea mai evidentă este existenţa unei largi perioade de transgresiune urmată de o regresiune.

5.12 STRESSUL INTRAPLACĂ

Stressul intraplacă este o manifestare a forţelor tectonice ce provoacă deplasarea plăcilor litosferice pe suprafaţa globului terestru. Până nu demult efectul acestui stress asupra evoluţiei bazinelor sedimentare a fost trecut cu vederea.

Majoritatea cercetătorilor sunt de acord că stressul intraplacă joacă un rol primordial în formarea pânzelor de şariaj şi a rifturilor, dar s-a crezut că stressul în sine joacă un rol nesemnificativ în flexura pe verticală a litosferei. În ultimele decenii însă, s-a constatat, de către unii cercetători (Cloetingh - 1985, Karner - 1986, Einsele - 1992, ş.a.), că variaţiile nivelului stressului intraplacă pot avea o influenţă substanţială asupra evoluţiei stratigrafice a bazinelor sedimentare.

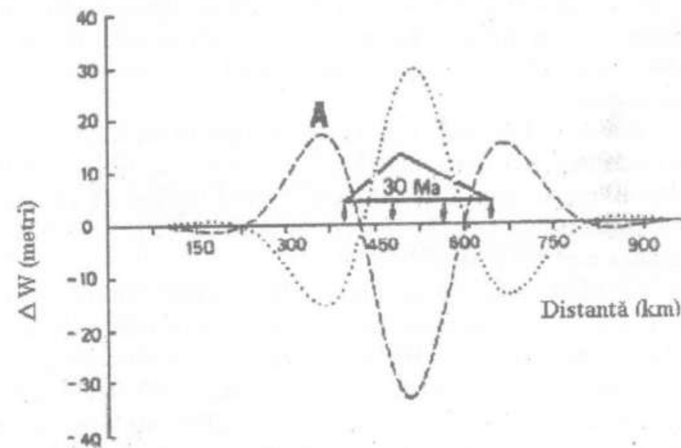


Fig.: 5.19. Efectele variaţiilor câmpului de stress intraplacă asupra stratigrafiei marginilor pasive. Acestea erau iniţial compensate. Stressul compresional (tensional) provoacă subsidenţă (ridicare) în zona centrală a bazinului sedimentar şi ridicare (subsidenţă) pe marginile acestuia. Variaţiile stressului pot fi responsabile pentru unele schimbări regionale ale nivelului apelor bazinului (după Cloetingh et al. -1985, din Angevine et al. -1990).

Efectul unui stress compresional intraplacă asupra litosferei flexate este mai uşor de luat în considerare. De fapt principalele efecte ale stressului intraplacă se caracterizează prin modificarea rigidităţii plăcii, respectiv (cel puţin aparent) efectul compresional micşorează rigiditatea plăcii, iar cel extensional duce la mărire rigidităţii.

În figura 5.19. este arătat efectul variaţiei stressului intraplacă asupra unei margini pasive. Marginea se scufundă în timp datorită contracţiei termice şi a încărcării cu sedimente.

Rigiditatea flexurală a marginii se presupune că va creşte, datorită răcirii, de la 0, la sfârşitul fazei de sinrift, până la EET = 22 km, după 30 M.a de la sfârşitul riftării.

Atunci când se aplică un stress tensional acestei margini la nivelul bazinului apar, datorită proceselor de subsidenţă, ridicări pe flancurile bazinului.

Stressul intraplacă are efecte opuse pe flancuri faţă de axul bazinului. Deoarece placa se răceşte şi se rigidizează în continuare stressul intraplacă va avea o capacitate mai scăzută de a genera flexuare. Este important de subliniat că nivelurile scăzute de stress intraplacă pot cauza flexurare numai când placa a fost deja flexată de încărcătura sedimentară suprajacentă.

Braun şi Beaumont (1989) au construit modelul unui bazin de rift în care coeziunea litosferei variază cu adâncimea, iar rigiditatea litosfeircă în timpul extensiei, este finită. În acest model bazinul de rift poate fi iniţial supra şi subcomprimat, în funcţie de adâncimea la care este concentrată coeziunea maximă a litosferei.

Modelul lor diferă de modelul de întindere simplă a lui McKenzie, care presupune că bazinul de rift este compensat izostatic în timpul extensiei. După modelul Braun şi Beaumont efectul tensiunii intraplacă asupra bazinului constă în inducerea unei ridicări dacă riftul este supracompensat sau a unei subsidenţe dacă riftul este subcompensat.

Concluzia acestei analize este aceea că dacă dorim să cunoaştem modul în care variaţiile stressului intraplacă afectează stratigrafia bazinului avem nevoie să cunoaştem mai multe date (mecanismul de deformare, temperatura, litologie, presiune, ş.a.) care influenţează rigiditatea litosferei.

CAPITOLUL 6. RAPORTURI ÎNTRE APORTUL DE SEDIMENTE, SUBSIDENŢĂ, VARIAŢIILE EUSTATICE ŞI UMPLUTURA BAZINELOR

6.1. FACTORII PRINCIPALI CARE CONTROLEAZĂ UMPLEREA CU SEDIMENTE A BAZINELOR

Pentru o cât mai corectă evaluare a proceselor ce au loc în evoluţia unui bazin sedimentar cât şi a rezultatelor acestora este necesară cunoaşterea principalilor factori care controlează aceste procese şi a modului lor de acţiune.

Cei mai importanţi factori implicaţi în umplerea cu sedimente a bazinelor, aflaţi în relaţii de interdependenţă mai mult sau mai puţin evidente, sunt următorii:

- mărimea suprafeţelor de uscat, energia de relief şi intensitatea proceselor de eroziune din care derivă sedimentele;
- extinderea în suprafaţă şi geometria bazinelor;
- regimul de subsidenţă tectonică al fundului bazinului:
- grosimea şi gradul de compactare al sedimentelor;
- regimul hidraulic caracteristic sistemului de transport al sedimentelor;
- schimbările de nivel ala apei din bazin;
- regulile privind generarea sedimentelor autohtone (inclusiv construcţii carbonatice).

În raport cu aceşti parametrii şi în funcţie de modul în care se intercondiţionază se pot defini şi alţi factori mai complecşi cum ar fi:

- distribuţia granulometrică şi succesiunile tipurilor faciesurilor sedimentare;
- ratele de sedimentare în diferite zone ale bazinului;
- extinderea construcţiilor carbonatice.

Ansamblul tuturor factorilor mai sus menţionaţi participă la realizarea a două procese majore respectiv:

-procese ce concură la crearea şi distrugerea spaţiului unui bazin sedimentar;

-procese legate de introducerea şi eliminarea sedimentelor în /din

bazin.

Crearea spațiului unui bazin de sedimentare este legată de subsidența tectonică a fundamentului, compensarea izostatică a greutății coloanei de apă și sedimente (prin adundarea crustei), compactizarea sedimentelor (în timpul îngropării) și ridicarea nivelului apei din bazinul sedimentar.

Acestor procese, generatoare de spațiu la nivelul bazinului sedimentar, li se opun procesele de umplere cu sedimente care conduc în principal la reducerea volumului (spațiului) bazinului.

Atunci când procesele generatoare de spațiu predomină asupra acumulării sedimentelor materialul depozițional provenind de pe uscat este cantonat pe câmpia de coastă și pe șelf.

Dacă dimpotrivă, aportul de sedimente este predominant în comparație cu procesele ce generează spațiu, sedimentele traversează șelful și se depun în zonele mai adânci ale bazinului. Această situație este corespunzătoare perioadelor de subsidență scăzută a bazinului și/sau scădere a nivelului apelor din bazin.

În cazurile când rata subsidenței se păstrează relativ constantă pentru o perioadă îndelungată de timp aportul (volumul) de sedimente controlează extinderea depozitelor spre largul bazinului și morfologia acestuia.

În timpul evoluției bazinelor sedimentare factorii mai sus menționați se manifestă cu ponderi diferite și variabile determinând în acest mod dinamica specifică a bazinului. Astfel caracteristicile uscatului adiacent (ca sursă de material sedimentar), mărimea și morfologia bazinului, procesele de subsidență, etc. se modifică semnificativ în timp generând o dinamică specifică fiecărui bazin în parte.

Pentru reprezentarea sintetică a evoluției bazinelor sedimentare se apelează la construirea unor modele de integrare a datelor (informațiilor) în vederea obținerii unui corespondent teoretic, mai mult saumai puțin apropiat modelului real de evoluție a bazinului.

În ultimele decenii posibilitățile sistemelor electronice de calcul de a prelucra un volum foarte mare de date au permis elaborarea unor programe tot mai performante capabile să integreze tot mai mulți factori ce controlează evoluția bazinelor în vederea realizării unor modele din ce în ce mai perfecționate.

În funcție de comportamentul bazinului în timp și de scopul urmărit (caracterizarea bazinului la un moment dat și/sau a istoricului acestuia) se pot distinge două categorii de modele.

Modelele geometrice, aplicabile în general bazinelor cu o geometrie de suprafață relativ simplă și care au o evoluție constantă pe perioade îndelungate de timp, respectiv principalii factori sunt în echilibru.

Astfel un bazin fluvial alimentat cu un volum de sedimente relativ constant și aflat în echilibru în raport cu rata de subsidență își menține

pentru un timp îndelungat suprafața (spațiul) și tipul sedimentelor acumulate, adâncimea, etc, relativ constante. În mod asemănător o câmpie de coastă și zona de foreshore limitrofă, deșii acumulează sedimente relativ groase, pot menține o pantă constantă în timpul sedimentării pe baza echilibrului dintre subsidență, aportul de sedimente și variațiile nivelului apelor bazinului. Acest tip de modele relativ simplificator, este ușor de construit iar evoluția sa în timp poate fi previzibilă.

Modelele dinamice, mult mai complexe, realizează (mai mult sau mai puțin exact) o cuantificare spațio-temporală a diverșilor parametri care controlează evoluția bazinelor sedimentare.

Astfel la nivelul unui bazin pot apărea, de la o zonă la alta, de la un moment la altul, variații de facies și grosime ale sedimentelor, respectiv a geometriei suprafeței sedimentare. Schimbarea succesivă a valorilor parametrilor de intrare are ca efect descrierea și respectiv modelarea mai precisă a evoluției bazinului sedimentar.

6.2. RAPORTURI ÎNTRE ARIA SURSĂ ȘI VOLUMUL SEDIMENTELOR

6.2.1. MATERIAL PREDOMINANT DETRITIC

Aportul de material detritic de pe uscatul adiacent bazinului sedimentar este dependent de caracteristicile orografice, hidrografice și climatice ale acestuia. Modelarea acestui proces (fig. 6.1.), într-o ipoteză simplificatoare, se poate face plecând de la următoarele presupuneri (Einsele 1992):

- bazinul sedimentar și aria de denudare limitrofă constituie un sistem depozițional – erozional închis;
- rata de subsidență are o valoare medie și este constantă pe întreaga suprafață a bazinului;
- distribuția materialului sedimentar este uniformă pe întreg bazinul, perioada de timp aferentă proceselor de denudare – acumulare de sedimente este de 10 Ma;
- la momentul inițial evoluțiile nivelului mării și fundului bazinului marin sunt congruente.

În raport cu acestea pot fi definite mai multe modele respectiv tipuri depoziționale.

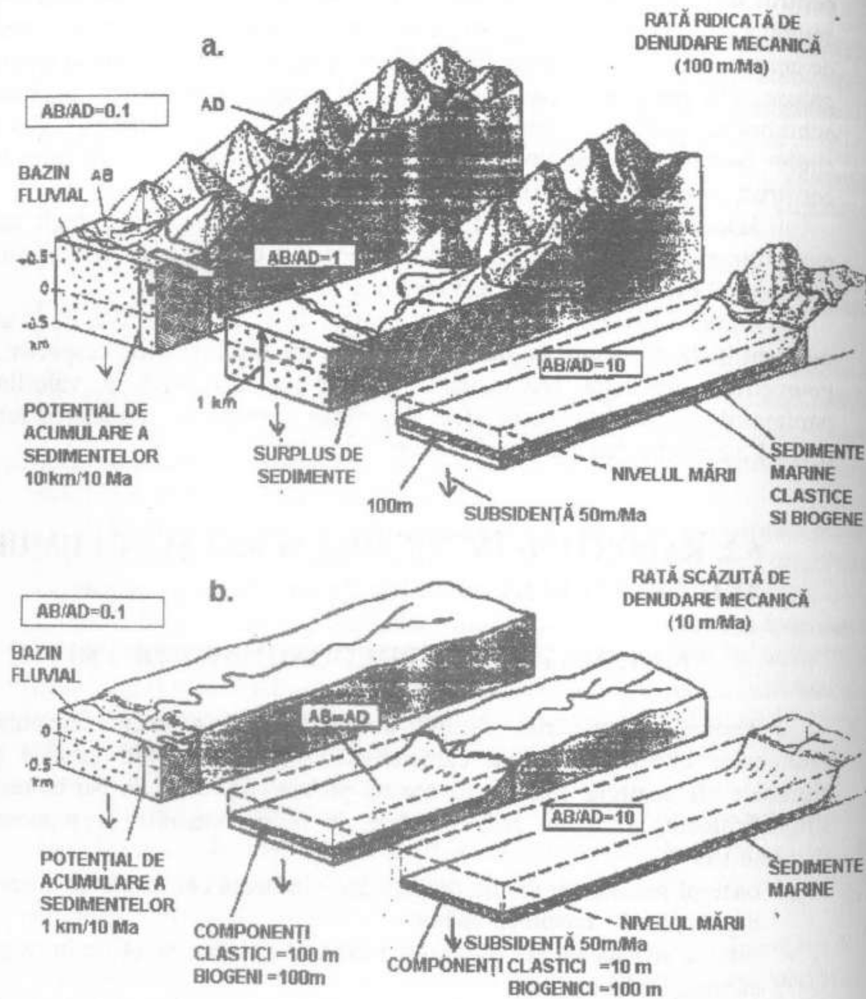


Fig.: 6.1. Reprezentarea simplificată a relațiilor dintre rata de denudare, raportul AB/AD și rata de subsidență a bazinului (după Einsele, 1992). AB = aria bazinului sedimentar; AD = aria de denudare.

a). – rată de denudare ridicată;

b). – rată de denudare ridicată.

1. Bazine supra-alimentate

Atunci când aria de drenaj de pe uscat, AD, este cu mult mai mare

decât suprafața bazinului sedimentar, AB, raportul AB/AD (fig. 6.1.a) mai mare sau egal cu 0,1, bazinul este de obicei supra-alimentat cu material sedimentar și rămâne tot timpul umplut cu sedimente (model de umplutură de bazin geometrică).

Această situație mai poate fi generată și în cazul unei arii de drenaj scăzute balansată însă de o rată de subsidență redusă (în exemplul din figura 6.1. rata de subsidență mai mică de 100m /Ma).

În condițiile mai sus menționate umplutura bazinului este constituită în întregime din depozite continentale, predominant fluviatile. Surplusul de material sedimentar necompensat de umplerea bazinului (încărcătura suplimentară) este transportat mai departe în alte arii depoziționale. De obicei această situație este caracteristică structurilor de tip graben de pe continente.

De la această regulă se abat zonele de rift sau grabenele aflate in faza de subsidență inițială rapidă (cu o rată de subsidență de circa 200 m/Ma) și/sau cu o arie de de drenaj relativ mică, cu denudație scăzută în raport cu procesele de generare de bazin. În astfel de situații bazinul (graben, rift) poate fi parțial umplut cu apă (se formează lacuri și/sau sisteme fluviale) sau mărit, de exemplu zona de rift Est-African. De asemenea ,atunci când raportul precipitații/sedimentare este foarte scăzut (Marea Moartă-Iordania, Valea Morții-California) nivelul de subsidență este sub nivelul mării.

Un alt exemplu de bazin supra-alimentat, situat de această dată suprajacent șelfului contiental, este Marea Galbenă, situată între China și peninsula Coreea, alimentată în exces cu material sedimentar de fluviile limitrofe, in special Huang-he și Yang-tze. Astfel în condiții normale Fluviul Huang-he are un raport între greutatea materialului în suspensie și greutatea apei de 1/25 pentru ca in perioadele de exces pluviometric-inundație acest raport să ajungă la 1 sau chiar mai mult (Strahler 1973).În aceste condiții apare evidentă supra-alimentarea bazinului și colmatarea acestuia în timp.

2. Bazine cu alimentare de sedimente moderată la scăzută

Atunci când raportul dintre aria de denudare și suprafața bazinului sedimentar este relativ unitar (AD/AB =1), umplerea bazinului și natura sedimentelor sunt controlate de rata de denudare și subsidența bazinului (fig 6.1.b). Rate de denudare intense și medii potențează un volum de sedimente mai mare decât este necesar pentru umplerea bazinului dată de o subsidență moderată(50m/Ma).

O rată de sedimentare redusă are ca efect o alimentare cu sedimente scăzută și implicit necompensarea generării de volum în bazinul depozițional prin sedimentare. În aceste condiții (insuficient aport de

sedimente) are loc o adâncire a bazinului şi/sau o eventuală mărire a suprafeţei acestuia. Apar sedimente de tip marin. Producţia biogenică de sedimente poate atinge o valoare medie de 10m/Ma. Aproximativ jumătate din volumul total de sedimente marine este de origine autohtonă iar cealaltă jumătate este alohtonă (terigenă).

La o creştere semnificativă a raportului dintre suprafeţe (AB/AD=10) nu mai este posibilă compensarea creşterii de volum datorate subsidenţei, chiar în cazul unei rate de denudare accentuate. În această situaţie conform ipotezelor (presupunerilor) enunţate anterior numai jumătate din sedimentele marine care rezultă sunt terigene (tipice pentru sedimentele hemipelagice în oceanele moderne.

Atunci când pe fondul raportului mare dintre aria bazinului şi suprafaţa de denudare (AB/AD=10) se grefează o rată de denudare scăzută predomină sedimentele marine biogene care conţin numai o mică fracţie din materialul derivat de pe uscatul adiacent Acest model descrie condiţiile de sedimentare din bazinele oceanice largi ,departe de un continent.

3. *Influenţa reliefului ariei sursă*

Atunci când aria de drenaj de pe uscat este aproximativ egală cu suprafaţa bazinului sedimentar (AB/AD =1), mărirea energiei de relief datorată ridicării ariei de drenaj induce o creştere accentuată a intrării de material terigen în bazin (fig. 6.1.a). Rata de denudare mecanică este scăzută în raport cu relieful mediu. Efectul cumulat al acestor procese constă în colmatarea accentuată a bazinului sedimentar; bazinul sedimentar va fi din ce în ce mai puţin adânc şi în final va trece la un sistem fluviatil. În acelaşi timp are loc o creştere a proporţiei de material terigen creşte în raport cu componenta biogenă.

În cazurile când are loc o descreştetre a reliefului la nivelul ariei de denudaţie se diminuează raportul clastite terigene/biogenetice şi se produce o adâncire a bazinului.

6.2.2.SEDIMENTE CHIMICE ÎN LOCURI ÎNCHISE

În cazul unui bazin (lac) închis cu o arie de depozitare (suprafaţă) ce rămâne constantă în timp şi este mică în raport cu aria de denudare (AB/AD =1/10), poziţionat într-o zonă cu climat arid şi rocile ce formează

detaliat în cele ce urmează.

1. *Onlap de coastă*

Una dintre cale mai eficiente metode de recunoaştere şi evaluare a evenimentelor eustatice la nivelul bazinelor sedimentare este cea bazată pe studierea extinderii şi grosimilor secvenţelor depoziţionale în decursul evoluţiei bazinelor sedimentare. Vail et al.(1977, 1984) şi Hardenbol et al.(1981) au fundamentat una dintre cele mai bine cunoscute modalităţi de descriere a geocronologică şi estimare a mărimii evenimentelor eustatice. Aceasta se bazează pe două metode (abordări) diferite:

- studierea secţiunilor seismice şi evidenţierea poziţiei depăşirilor prin onlap de către secvenţele sedimentare marine de coastă sau aluviale de pe marginea continentală,în funcţie de timp;
- determinarea extinderii perturbaţiilor de pe curbele de subsidenţă crustală cu ajutorul detelor din foraje.

Studiul secţiunilor seismice se realizează plecând de la identificarea secvenţelor seismice, considerând că reflectorii seismici cu dezvoltare continuă corespund unor plane de stratificaţie sau de discordanţă.



Fig.: 6.3. Secţiune seismică ilustrând suprafeţe de tip downlap şi variaţiile litofaciale ale secvenţelor depoziţionale (după Vail et al 1984).

Raporturile de discordanţă sau concordanţă dintre secvenţele seismice astfel evidenţiate se realizează prin urmărirea fiecărui reflector seismic cu dispoziţie onlap cate se termină pe suprafaţa inferioară de discordanţă sau pe un alt reflector (fig. 6.3.).

Dispunerea (extinderea) în suprafaţă a acestor reflectori ne permite să individualizăm (pentru fiecare reflector) hărţi de invazie a sedimentelor care ne arată cât de departe, pe marginea continentală, se depăşesc unele pe altele, prin onlap, prisme la sedimentare (de tip marin, de coastă sau aluviale).

Evidenţierea raporturilor cronostratigrafice dintre diversele secvenţe seismice, determinate anterior, natura limitelor dintre acestea, faciesurile şi suprafeţele cu dispoziţie downlap (mai ales pentru zonele dinspre largul bazinului) este necesară construirea secţiunii cronostratigrafice (fig. 6.4.).

Această secţiune evidenţiază cu claritate dezvoltarea în timp şi în spaţiu a fiecărei formaţiuni geologice (corespunzătoare secvenţelor seismice) cu variaţiile de grosime ale acestora gnerate de procesele de sedimentare şi/sau erozionale.

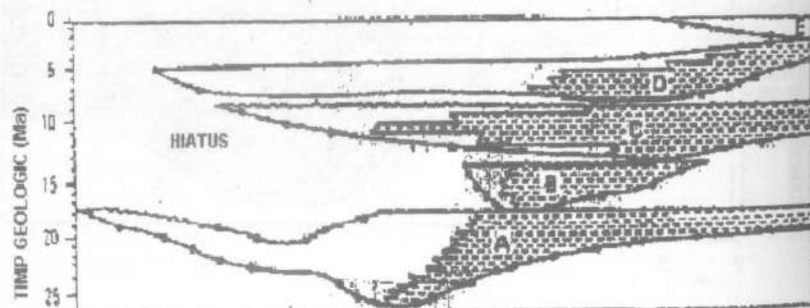


Fig.: 6.4. Hartă cronostratigrafică (diagramă Wheeler) construită pe baza secţiunii seismice din figura 6.3.

În acest mod se poate realiza un grafic, "hartă", de agradare a sedimentelor care indică ridicarea respectiv coborârea componentei verticale a fiecărui reflector seismic cu dispunere de tip onlap. Rezultatul este o reprezentare sintetică, regională a ciclurilor schimbărilor relative ale nivelului mării (fig. 6.5.).

Prin corelarea ciclurilor regionale ale schimbărilor relative ale nivelului mării din locuri (bazine şi/sau poziţii în cadrul bazinului) diferite, Vail et al.(1977), au fost realizate grafice, "hărţi", care prezintă dezvoltarea ciclurilor globale de sedimente onlap, şi care pot fi folosite pentru aproximarea generală a variaţiilor eustatice pentru zonele mai puţin cunoscute unde nu avem informaţii concrete privitoare la acest parametru.

Cu toate că este aplicată pe scară largă această abordare este mai puţin precisă datorită faptului că înglobează şi variaţiile de nivel ale apei din bazin cauzate de schimbările regimului (ratei) de subsidenţă şi/sau diferenţele de subsidenţă şi compactizare care pot exagera curbele de onlap.

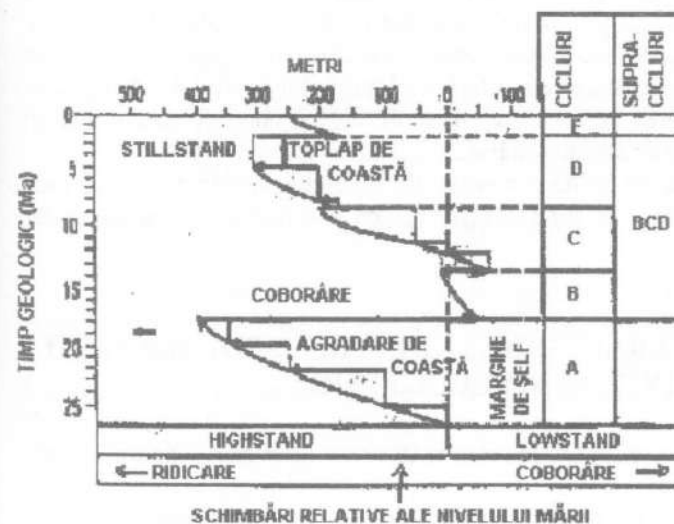


Fig.: 6.5. Harta schimbărilor relative de nivel ale apei bazinului construită pe baza secţiunii seismice din figura 6.3. (după Vail et al.- 1984).

2. Suprapunerea şi medierea curbelor de subsidenţă

Mai mulţi cercetători (Hardenbol et al.-1991, Vail şi Todd-1981) studiind variaţiile onlapurilor de coastă în corelare cu datele oferite de cercetările paleontologice, consideră că amploarea evenimentelor eustatice de joasă frecvenţă poate fi determinată prin măsurarea diferenţelor dintre curbele de subsidenţă crustală stabilite din lucrările de foraj (sonde), curbele de backstripping, şi curbele de subsidenţă termo-tectonice calculate teoretic.

În funcţie de modelul de calcul folosit la ridicarea curbelor teoretice de subsidenţă termo-tectonică valorile obţinute, pentru acelaşi bazin şi acelaşi interval de timp, sunt diferite de la un autor la altul.

În această situaţie, pentru o mai bună aproximare a valorilor obţinute şi alegerea modelului de calcul cel mai adecvat, este necesară compararea curbelor teoretice cu datele din sonde şi calcularea unei abateri pătratice.

Atunci când, pentru un anumit model, valoarea abaterii pătratice este minimă, se poate considera că acesta este cel mai adecvat zonei, bazinului, şi intervalului studiat. Mărimea shiftării necesare suprapunerii curbelor reprezintă, mai mult sau mai puţin, componenta ponderată a variaţiei nivelului eustatic (după efectuarea celorlalte tipuri de corecţii). Hardenbol et al. (1981), pe baza mai multor astfel de determinări au ajuns la concluzia că "rezoluţia stratigrafică a schimbărilor nivelului mării rareori permite cuantificarea exactă a magnitudinii lor, dar poate fi determinat un minim al schimbării nivelului mării".

Perturbaţiile de înaltă frecvenţă ale nivelului apelor din bazin sunt eliminate din calcul ele fiind considerate ca o reflectare a variaţiilor de origine tectonică.

6.4. INTERACŢIUNEA DINTRE SEDIMENTAŢIE, SUBSIDENŢĂ ŞI NIVELUL MĂRII

Subsidenţa unui bazin de sedimentare este determinată de trei factori principali şi anume:

- *aportul de sedimente* – rezultat iniţial din modificarea reliefului ariilor sursă din centurile cutate;
- *subsidenţa bazinului* – controlată de amplasamentul centurii cutate şi flexura litosferei;
- *schimbările regionale de nivel ale apei* – care afectează întreg bazinul.

Trebuie menţionat că influenţa cea mai mare asupra dezvoltării secvenţelor stratigrafice revine ratei cu care acţionează factori mai sus menţionaţi şi nu mărimii acestora (fig. 6.6.).

Apariţia şi dezvoltarea unei prisme depoziţionale care progradează este legată de descreşterea adâncimii apei din bazin în vecinătatea liniei ţărmului.

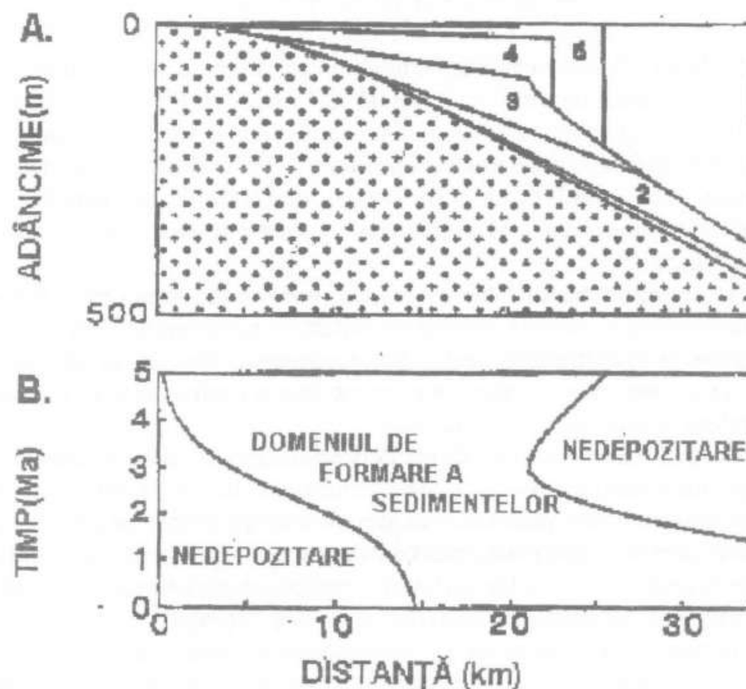


Fig.: 6.6. Secţiune stratigrafică sintetică ai marginii distale a unui bazin de foreland (pânza de şariaj este poziţionată în dreapta) ilustrând evoluţia secvenţială ulterioară încărcării tectonice a bazinului urmată de o scădere a ratei de subsidenţă. Aportul de sedimente şi nivelul eustatic rămân constante.(A) – distribuţia secvenţelor depoziţionale; (B) – diagrama spaţiu (distanţa faţă de linia ţărmului)/timp. (după Angevine, Heller şi Paola - 1990).

Aceasta poate fi rezultatul creşterii ratei aportului de sedimente şi/sau scăderii ratei de subsidenţă şi/sau creşterii ratei de coborâre a nivelului apelor din bazin.

Modul de acţiune al acestor factori poate fi redat sintetic printr-o relaţie de forma:

$$Rlt = (Rsed - Rsub + Rnm) / panta \qquad (6.1.)$$

în care: Rlt - rata progadării liniei ţărmului;
$Rsed$ - rata de sedimentare la linia ţărmului;
Rnm - rata locală de subsidenţă;
Panta - înclinarea medie a fundului bazinului în zona studiată.

Din relaţia de mai sus rezultă că orice modificare a valorilor termenilor componenţi va induce, în egală măsură, o variaţie a modului de progradare în bazin a prismei sedimentare. Din această cauză stabilirea factorului sau combinaţiei de factori ce controlează evenimentele transgresive / regresive la nivelul bazinului sedimentar este greu de realizat şi relativ incertă.

În condiţii structural-tectonice mai mult sau mai puţin asemănătoare toţi factorii majori menţionaţi anterior pot să se modifice, ca pondere, mod de acţiune şi evoluţie temporală (simultan/consecutiv), astfel că ciclurile transgresiv – regresive nu sunt sincrone pe întreg bazinul şi se manifestă în mod diferit în zone diferite ale acestuia.

Astfel în cazul Avanfosei Pericarpatice, pe fondul general al transgresiunii sarmato–pliocene , la nivelul flancului intern, apar frecvente variaţii ale factorilor mai sus menţionaţi ceea ce a dus la apariţia mai multor cicluri transgresive-regresive diferite ca amploare şi/sau durată în diferite zone ale acesteia. De exemplu depozitele meoţiene din zona cutelor diapire prezintă importante variaţii de grosime şi litologie.

În timp ce în zona estică grosimea acestora este de peste 700 m şi se pot evidenţia până la 24 de complexe nisipoase – grezoase separate între ele de secvenţe pelitice, pe măsură ce ne deplasăm spre vest grosimea se reduce treptat, până la 100 – 150 m iar numărul complexelor arenitice se reduce până la 3 – 4.

Această situaţie de nesincronizare se poate explica prin faptul că schimbările nivelului apelor bazinului nu au constituit singurii factori care au controlat succesiunea transgresiune – regresiune şi implicit formarea de depozite caracteristice.

Concomitent cu aceste schimbări au avut loc şi modificări ale sursei de sedimente (fluctuaţii ale aportului şi tipului), precum şi ale subsidenţei, chiar dacă evenimentele tectonice nu au fost extrem de active pentru perioada de timp respectivă.

6.5. DISPUNEREA SECVENŢELOR DEPOZIŢIONALE

Combinarea factorilor prezentaţi în subcapitolul anterior (conform relaţiei 6.1.) are ca efect, la nivelul bazinului, formarea unor secvenţe depoziţionale cu componenţă şi arhitectură diferită.

Pentru o reliefare cât mai elocventă a modului în care factorii mai sus menţionaţi influenţează stratigrafia secvenţială a bazinului sedimentar vor fi prezentate interacţiunile dintre aceştia şi efectele induse în constituenţa şi extinderea secvenţelor depoziţionale.

6.5.1. RELAŢIA SUBSIDENŢĂ/NIVELUL MĂRII

Considerăm o secvenţă stratigrafică amplasată la marginea distală a unui bazin de foreland (fig. 6.6). Conform modelelor de flexurare ale bazinelor de foreland perioadelor de încărcare tectonică le corespund episoade de subsidenţă flexurală.În plus această tendinţă generală este influenţată de variaţiile regionale ale nivelului apelor din bazin. Dacă evenimentele tectonice – evoluţia pânzelor de şariaj – induc încărcări tectonice intermitente şi inegale subsidenţa va fi discontinuă şi de intensitate diferită datorită dinamicii maselor de roci implicate în procesul de şariaj.

În exemplul din figura 6.6. este ilustrat schematic modul de acţiune al mecanismului prezentat în paragraful anterior. Astfel centura încălecată (din partea dreaptă a figurii) se deplasează spre bazinul sedimentar ceea ce are ca efect o subsidenţă continuă şi care, în timp, migrează spre marginea bazinului (stânga). Acest proces duce la formarea de unităţilor secvenţiale, 1-5, caracterizate prin terminaţii de tip onlap de coastă. Rata de subsicenţă creşte continuu în perioada de timp corespunzătoare formării secvenţelor 1, 2, 3 generând o deplasare spre coastă a depocentrului.

În continuare rata subsidenţei descreşte uşor în timpul formării secvenţelor depoziţionale 4 şi 5 generând secvenţe având o limită relativ constantă spre continent şi terminaţii ce se depăşesc progresiv , de tip downlap, spre largul bazinului sedimentar.

Diagrama timp/spaţiu (fig. 6.6.B) construită pe baza acestui aranjament secvenţial este foarte asemănătoare cu cele considerate ca fiind produse de variaţiile de nivel ale mării (Vail et al. – 1977), caracteristică unei perioade de evoluţie prin onlapping cu o discordanţă în offshore, urmată de o perioadă de evoluţie prin downlapping (Angevine et al. – 1990).

Cu toate că în perioada de timp corespunzătoare formării secvenţelor

au loc schimbări relative ale nivelului local al apelor din bazin (adâncimea apei se modifică), geometria unităţilor secvenţiale este generată da schimbările (relativ modesta) ale ratelor de subsidenţă şi nu de variaţiile eustatice ale nivelului mării.

6.5.2. VARIAŢIILE DE SUDSIDENŢĂ ŞI ÎN ALIMENTAREA CU SEDIMENTE

Un element important pentru definirea arhitecturii secvenţelor depoziţionale (în general pentru anumite porţiuni din suprafaţa bazinului sedimentar) îl constituie aportul de sedimente.

Acumularea, extinderea şi compoziţia secvenţelor rezultate este determinată şi de crearea şi/sau consumarea spaţiului la nivelul bazinului, deci de vatriaţiile subsidenţei.

Pentru o mai bună înţelegere a dinamicii proceselor mai sus menţionate şi a interacţiunii dintre ele se pot considera trei modele distincte (Einsele 1992) şi anume:

a). rată de sedimentare constantă – rată de subsidenţă variabilă;

b). rată de sedimentare variabilă – rată de subsidenţă constantă;

c). rată de sedimentare şi de subsidenţă variabile.

a). Considerăm un sector al unui bazin de sedimentare caracterizat printr-un aport de sedimente relativ constant şi care generează o rată de sedimentare de aproximativ 20 m/Ma (fig. 6.7).

Atunci când rata de subsidenţă (la nivelul zonei cercetate este de aproximativ egală cu grosimea depozitelor care se formează suprafaţa şi adâncimea bazinului sedimentar vor rămâne aproximativ constante (fig. 6.7.a) procesele de generare şi respectiv distrugere de spaţiu în bazin compensându-se reciproc. De asemenea tipul sedimentelor ce se formează pe verticala unui anumit punct va rămâne acelaşi.

Dacă bazinul sedimentar este caracterizat printr-o subsidenţă activă ce se manifestă pe o perioadă îndelungată de timp cu o rată de subsidenţă superioară ratei de sedimentare (fig. 6.7.b şi c) bazinul se va adânci şi îşi va modifica suprafaţă. De asemenea apar modificări litofaciale în sensul formării, pe verticală, de sedimente din ce în ce mai fine (finning up).

Perioada de timp în care rata de subsidenţă este inferioară ratei de sedimentare se caracterizează prin micşorarea adâncimii apei şi prin trecerea de la sedimente cu granulaţie mai fină spre sedimente din ce în ce

mai grosiere (coarsening up). Aceast regim este ilustrat de partea finală a reprezentărilor din fig. 6.7. b şi c.

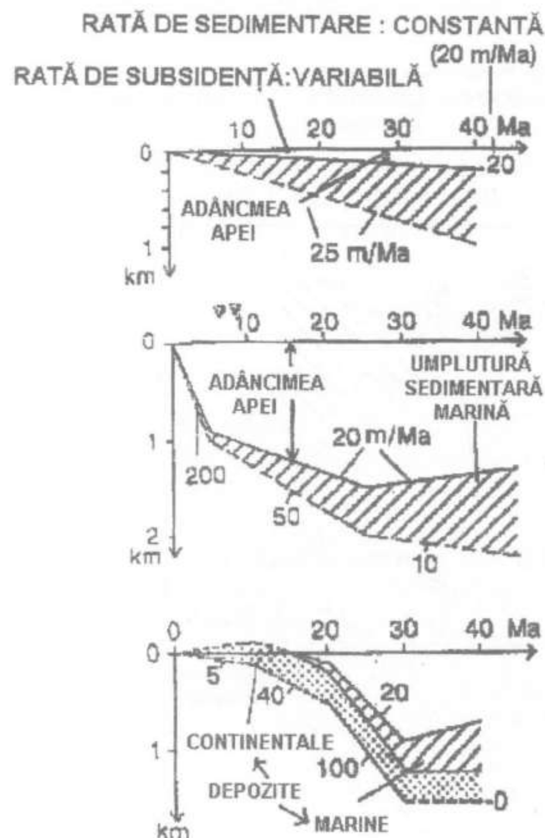


Fig.: 6.7. Evoluţia bazinului sedimentar în cazul unei rate de sedimentare constante şi o rată de subsidenţă variabilă (după Einnsele 1992).

Dacă perioada de timp caracterizată de o relaxare a ratei de subsidenţă este suficient de îndelungată se poate ajunge până la modificarea tipului bazinului respectiv trecerea de la bazin de tip marin la cel continental.

b). Dacă rata de sedimentare variază în timp ce rata de subsidenţă rămâne constantă (fig. 6.8) aportul de sedimente va fi cel care determină

tipul bazinului și caracterele litofaciale. Astfel atunci când rata de sedimentare este inferioară ratei de subsidență va avea loc o adâncire a bazinului însoțită de formarea de sedimente din ce în ce mai fine (fig. 6.8.a).

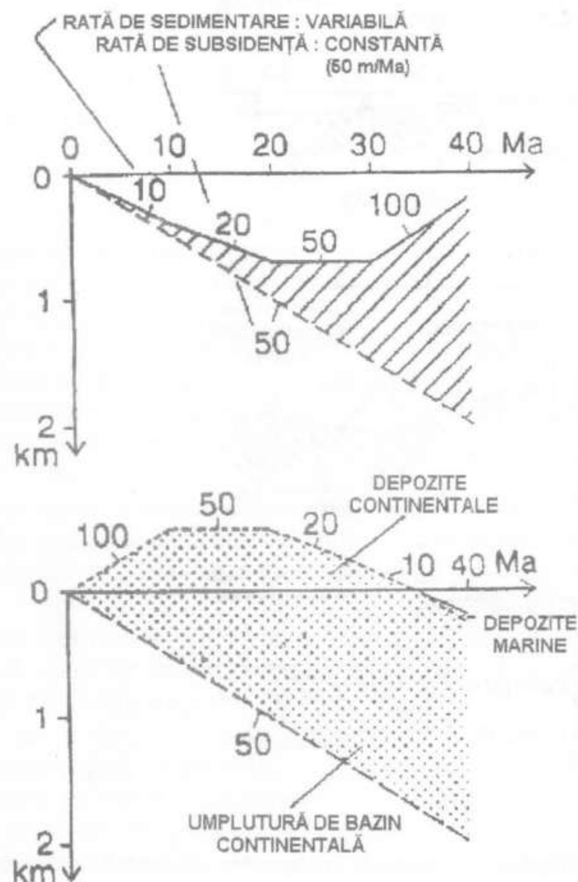


Fig.: 6.8. Evoluția unui bazin cu rată de subsidență constantă și rată de sedimentare variabilă (după Einsele 1992).

Mărirea ratei de sedimentare după o anumită perioadă de timp va conduce la formarea unei stive sedimentare care compensează subsidența astfel că adâncimea bazinului scade.

Dacă variațiile ratei de sedimentare sunt caracterizate printr-o tendință descrescătoare, după o fază inițială de sedimentare intensă, (fig.

6.8.b) bazinul, inițial de tip continental, va trece spre unul marin faciesurile sedimentare modificându-se și ele în mod corespunzător.

c). Atunci când atât rata de sedimentare cât și rata de subsidență variază (fig. 6.9) modelul litofacial cât și umplerea respectiv adâncirea bazinului sedimentar, pentru diferite perioade de timp din evoluția acestuia, vor fi determinate de raportul între cei doi parametri mai sus menționați în sensul că o rată de sedimentare mai mare decât cea de subsidență va conduce la micșorarea adâncimii bazinului și formarea de sedimente din ce în ce mai grosiere pe când raportul invers va favoriza adâncirea bazinului și formarea de sedimente din ce în ce mai fine.

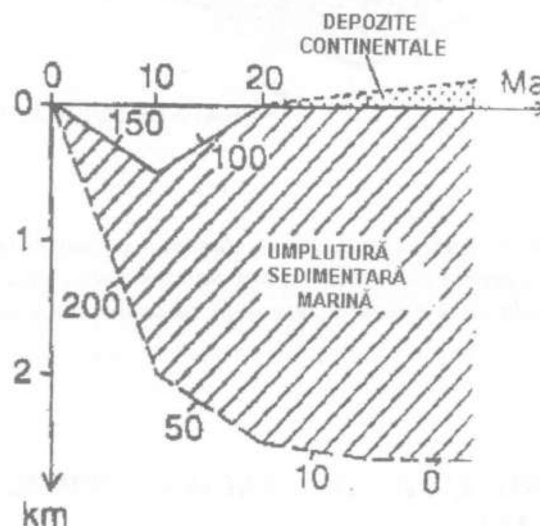


Fig.: 6.9. Evoluția bazinelor de sedimentare cu rate de subsidență și sedimentare variabile în timp (după Einsele - 1992).

De asemenea mai trebuie menționat faptul că, mai ales în cazul bazinelor cu suprafață mare, situațiile prezentate anterior sunt specifice numai unei porțiuni din suprafața bazinului (fig. 6.10) putând fi întâlnite situații în care în același timp, în același bazin sedimentar dar în zone diferite raportul diferit între rata de subsidență și rata de sedimentare să genereze procese contrarii (umplere – adâncire).

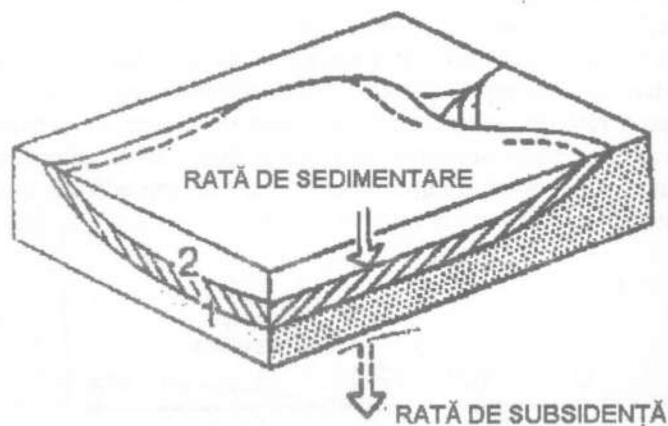


Fig.: 6.10. Porțiune a unui bazin sedimentar caracterizată printr-un model unitar și specific de evoluție bazat pe raporturile dintre ratele de subsidență și sedimentare pentru suprafața respectivă și evoluția lor în timp.

6.6. ASOCIAȚII DE FACIES VERTICALE ȘI LATERALE

6.6.1. EVOLUȚIA FACIESURILOR PE VERTICALĂ

Acțiunea combinată a principalilor factori ce acționează la nivelul bazinului sedimentar (aport și/sau creare de material, sedimentare, subsidență) definește trei tipuri principale de evoluție pe verticală a faciesurilor.

1. Aportul de sedimente este mai mare decât subsidența.

Bazinele au sau dobândesc adâncime redusă. Depozitele formate prezintă o trecere mai mult sau mai puțin graduală de la sedimente marine (de apă puțin adâncă) la cele lacustre, fluviatile, sau alte tipuri continentale. Are loc o scădere a cantității de sedimente biogene produse și a ponderii acestora în raport cu cantitatea totală de sedimente.

Aceste bazine, supra-alimentate, au un ciclu de evoluție (perioadă de existență) scurtă dar datorită aportului important de material sedimentar în raport cu suprafața bazinului și ratei ridicate de sedimentare sunt bine reprezentate în coloana litostratigrafică (formează stive sedimentare destul de groase.

Tipurile de facies sunt dominate de sedimente clastice și pot cuprinde medii ce balează domeniile de la mare adâncă la continental, întâlnindu-se următoarele situații:

- bazine de rift sau structuri de graben cu depozite fluviatile;
- lacuri alimentate de râuri din regiuni cu relief înalt și depozite lacustre proglaciare;
- delte marine și conuri submarine;
- bazine remanente cu sedimentație de fliș;
- bazine de foreland cu depozite de molasă;
- bazine de forearc și backarc cu alimentare bună din intervalul vulcanoclastic și alte clastite;
- bazine pull-apart în arii cu relief înalt;
- unele mări adiacente unui uscat cu energie mare de relief și aport bogat de sedimente terigene (de exemplu Golful Californiei).

2. Aportul de sedimente este mai mic decât subsidența.

Bazinele sunt adânci sau în curs de adâncire, de tranziție de la medii continentale sau marine de mică adâncime la medii de mare adâncă. În ansamblul sedimentelor are loc o creștere a ponderii și/sau cantității componenților biogenici.

Bazinele slab alimentate (subnutrite) prezintă o tendință de adâncire și sunt în general poziționate la depărtare de sursele de sedimentare terigene cu relief înalt. Deși au o durată de existență relativ îndelungată datorită aportului redus de sedimente coloana litostratigrafică aferentă acestora este de grosime redusă în raport cu timpul de depunere. Aceste evoluții ale faciesurilor sunt caracteristice pentru:

- părțile centrale ale bazinelor oceanice largi și în special bazinele mici aflate în vecinătatea dorsalelor medio-oceanice:

- platforme submarine înalte şi izolate;
- mări epicontinentale înconjurate de uscaturi joase;
- mări adiacente zonelor aride (de exemplu Marea Roşie).

3. Aportul de sedimente este relativ compensat de subsidenţă.

Sunt bazine de tipuri şi adâncimi diferite (continentale, mare puţin adâncă, mare adâncă) şi care îşi păstrează configuraţia morfologică pentru perioade îndelungate de timp. Nu au loc schimbări importante ale ponderii componenţilor terigeni sau biogenici ai sedimentelor şi nici în aportul de material sedimentar la nivelul bazinului.

Exemple caracteristice sunt:

- mări de şelf, în particular şelfuri carbonatice sau platforme carbonatice, având sau nu diferite tipuri de construcţii recifale;
- unele zone afectate de procese de upwelling şi cu productivitate organică mare (de exemplu largul coastei Africii de Sud);
- unele bazine de forearc şi backarc cu alimentare limitată de sedimente.

Bazinele de sedimentare fiind sisteme deschise aflate în interdependenţă cu factorii interni (endogeni) şi de mediu (exogeni) cum sunt: mişcările tectonice laterale (expansiune, subducţie) şi verticale, fluctuaţiile de nivel ale mării, condiţiile oceanografice şi climatice, variaţiile în timp ale aportului de material biogenic date de evoluţia faunei şi florei îşi modifică tendinţa principală de evoluţie astfel că datorită acestor modificări apar o mare varietate de faciesuri sedimentare.

6.6.2. ASOCIAŢII VERTICALE ŞI LATERALE DE FACIES

1. Faciesuri şi schimbări de faciesuri

Este bine cunoscut faptul că faciesurile formaţiunilor sedimentare sunt dependente de totalitatea condiţiilor specifice mediului depoziţional aceste condiţii fiind dependente la rândul lor de tipul bazinului sedimentar, poziţia zonei studiate în cadrul bazinului şi nu în ultimul rând de evoluţia acestuia în timp.

Faciesul în care este dezvoltat un anumit sediment poate indica mediul său depoziţional specific ceea ce îl individualizează în raport cu alte faciesuri din acelaşi bazin sau din alte bazine. Modificările ce apar la

nivelul mediului depoziţional au ca efect schimbări de facies atât pe verticală (în timp) cât şi pe orizontală (în suprafaţă).

De altfel unul dintre principiile de bază ale sedimentologiei se referă tocmai la aceste "migraţii" ale faciesurilor respectiv se consideră că un anumit tip de facies poate migra oblic prin spaţiu şi timp, în timp ce tipurile de facies se schimbă atât pe direcţie orizontală cât şi pe orizontală (legea lui Walter).Aceasta înseamnă că un mediu specific, care generează un anumit facies sedimentar, este prezent în diferite momente ale evoluţiei bazinului în diferite zone ale acestuia mai mult sau mai puţin singulare.

Tipurile individuale de facies, dependente de evoluţia bazinului, apar pe verticală şi pe orizontală sub forma unor combinaţii specifice care sunt de fapt rezultatul schimbării în timp şi pe suprafaţă a condiţiilor de mediu, şi care formează *asociaţii verticale şi laterale de facies.*

Identificarea şi interpretarea asociaţiilor de facies este unul dintre cele mai importante scopuri ale geologiei sedimentare pentru că determină elementele arhitecturale ale umpluturii sedimentare a bazinelor.

Asociaţiile verticale şi laterale de facies reprezintă de fapt sursa de informaţii pe baza căreia putem reconstitui morfostructura şi evoluţia bazinelor sedimentare.

În continuare vor fi menţionate grupurile de asociaţii de facies majore (la scară bazinului sedimentar).

2. Succesiuni de facies verticale

În funcţie de evoluţia adâncimilor bazinului sedimentar succesiunile verticale de facies se grupează în:

a). Medii care îşi măresc adâncimea cu:

- aport crescut de material detritic:
  - câmpii abisale
  - conuri submarine adânci;
  - clastice marine de mică adâncime
  - câmpii formate de râuri;
  - conuri aluviale
- aport redus de material detritic:
  - sedimente pelagice de mare adâncă;
  - sedimente hemipelagice marine adânci;
  - zonă marină cu apă puţin adâncă (sub nivelul valurilor);delte, lagune, câmpii de maree;
  - câmpii aluviale.

b). Medii care îşi micşorează adâncimea:

- sedimente siliciclastice:
  - câmpie fluviatilă;
  - câmpie de deltă, lacuri, mlaştini;
  - zone lagunare şi intermareice;
  - bare de nisipuri de la gurile râurilor;
  - prodelte, şelfuri clastice;
  - conuri submarine;
  - câmpii abisale.
- sedimente carbonatate:
  - câmpie aluvială;
  - sabkha de coastă;
  - lagune carbonatice sau evaporitice;
  - recifi şi detritus recifal;
  - platforme carbonatate adânci;
  - plante carbonatate;
  - carbonatite de pantă;
  - carbonatite de mare adâncă.

În general la nivelul unui anumit bazin de sedimentare, datorită modelului caracteristic, vor fi prezente numai o parte din aceste succesiuni. În plus se dezvoltă frecvent asociaţii minore de facies vertical:

- şisturi argiloase, marne, calcare şi şisturi negre pelagice şi hemipelagice;
- carbonatite pelagice, cherturi carbonatate-silicioase, argile roşii (asociate de obicei cu crustă oceanică);
- depozite de falune, formate din cefalopode, crinoide, gasteropode, etc, fosforite, minerale glauconitice, cruste şi noduli de oxihidraţi de fier şi mangan;
- argile roşii şi verzi, evaporite.

3. *Asociaţii laterale de facies*

Şi în plan orizontal, în cadrul depozitelor mai mult sau mai puţin sincrone se dezvoltă asociaţii laterale de facies:

- conuri aluviale – câmpii formate în zonele de meandrare a râurilor, lacustre (playa), însoţite sau nu de nisipuri eoliene;
- câmpii aluviale – câmpii de maree (lagune) – marine de mică adâncime – marine adânci;
- câmpii aluviale (strate roşii, nisipuri eoliene) – sabkha de coastă – carbonaţi/evaporite lagunare – recifi – perirecifal – pantă carbonatată;
- şelf clastic – taluz şi canale de taluz – conuri submarine – câmpii de bazin;
- ridge-uri medio-oceanice – medii pelagice şi hemipelagice de mare adâncă (sub şi deasupra adâncimii de compensare a calciului) – fose de mare adâncă – prisme acreţionale cu bazine de pantă.

Modificarea distanţei zonei de sedimentare în raport cu sursa de sediment (tendinţe proximal – distal) pot genera asociaţii de faciesuri laterale distincte, de exemplu:

- depozitele canalelor de taluz – conuri submarine superioare şi inferioare – depozite de overbank – câmpie de bazin cu turbidite de canal, proximale şi distale;
- curgeri de lavă – curgeri piroclastice şi ignimbrite – căderi de cenuşe cu descreştere granulometrică – tephra transportată fluvial – turbidite de cenuşe în lacuri şi mare adâncă;
- sedimente fluviatile grosiere – nisipuri eoliene fine – loes.

CAPITOLUL 7. POTENȚIALUL DE HIDROCARBURI AL BAZINELOR DE SEDIMENTARE

7.1. CONDIȚII GENERALE DE FORMARE A ZĂCĂMINTELOR DE HIDROCARBURI

În prezent majoritatea cercetătorilor care s-au ocupat cu studiul formării și acumulării hidrocarburilor în scoarța terestră au ajuns la concluzia că petrolul (în accepțiunea dată termenului de reglementările actuale) se formează preponderent din diferitele tipuri de materie organică acumulată în sedimente și care suferă o serie de transformări succesive, din momentul îngropării acestora până la formarea zăcămintelor de hidrocarburi.

De asemenea marea majoritate a zăcămintelor de petrol sunt cantonate în roci sedimentare.

În aceste condiții apare ca evidentă dependența formării hidrocarburilor și a acumulării acestora în zăcăminte de evoluția bazinelor de sedimentare.

Factorii principali care determină formarea zăcămintelor de hidrocarburi sunt următorii:

- existența rocilor sursă de hidrocarburi și a condițiilor de oleogeneză;
- existența proceselor de migrare primară (expulzare) a hidrocarburilor;
- existența rocilor rezervor;
- existența proceselor de migrare secundară a hidrocarburilor;
- existența capcanelor.

În cele ce urmează vor fi prezentate relațiile dintre evoluția bazinelor de sedimentare și formarea zăcămintelor de hidrocarburi.

7.2. OLEOGENEZA

7.2.1. ROCILE SURSĂ DE HIDROCARBURI

7.2.1.1. SEDIMENTUL INIȚIAL

Existența rocilor generatoare (sursă) de hidrocarburi, așa cum au fost ele definite și caracterizate de cei care au studiat geologia și geochimia petrolului (Levorsen, Brod, Lopatin Waples, Tissot etc.) este evident legată de caracteristicile și evoluția bazinelor de sedimentare. În principal formarea rocilor potențial generatoare de hidrocarburi este condiționată de doi factori oleogenetici și anume:

- formarea sedimentelor pelitice
- acumularea materiei organice în condiții anoxice.

În general istoria evoluției oricărui bazin sedimentar cuprinde episoade, mai mult sau mai puțin extinse, în care pe anumite areale din suprafața acestuia, se depun sedimente pelitice. După natura sedimentului mineral rocile sursă pot fi: argiloase, silicioase, calcaroase, marnoase și, într-o mai mică măsură, cărbunoase.

Se poate observa că rocile pelitice formate pot fi caracteristice atât bazinelor sedimentare de tip continental cât și, mai ales, celor marine. În cazul acestora din urmă determinante pentru apariția rocilor pelitice sunt condițiile litofaciale existente în perioada de formare a acestora și paleomorfologia bazinului depozițional.

Conținutul ridicat de materie organică al rocilor pelitice este determinat la rândul său de condițiile litofaciale care au permis, în evoluția geologică a bazinului, generarea unui sediment organic însemnat din punct de vedere cantitativ care să constituie baza materială a generării hidrocarburilor. Ideale din acest punct de vedere sunt sistemele de tip lagunar, dar condiții favorabile mai pot fi întâlnite în fiorduri, unele delte și, în general, în mările interne. Acestea fiind, de obicei, lipsite de curenți de fund (specifici bazinelor marine deschise), cantitatea de oxigen se reduce odată cu creșterea adâncimii astfel că depozitarea materialului organic se face în condiții anoxice.

Clasic pentru acest tip de sedimentare este modelul lagunar imaginat de Fulda (fig. 7.1.) care întrunește condițiile de acumulare, conservare și transformare a materiei organice.

Existența unui prag continental face ca modificările de nivel ale apei din bazin generate de rate de subsidență diferite, variații eustatice sau, atunci când bazinul este de dimensiuni reduse, de raportul precipitații/evaporație la nivelul ariei bazinului și al ariei de denudare, să inducă variații ale condițiilor biotice din lagună. Acestea pot provoca, episodic, moartea în masă a organismelor și deci acumularea unei importante cantități de material organic.

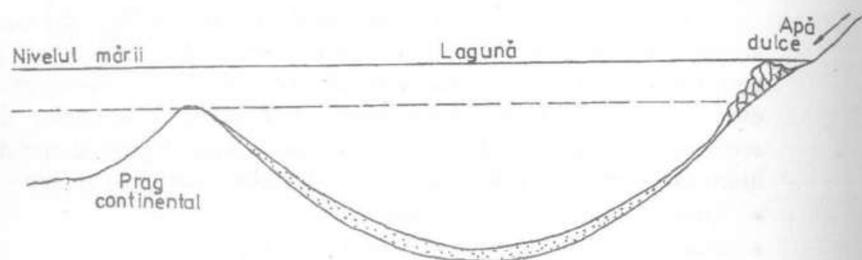


Fig.: 7.1. Secțiune schematică a unui sistem lagunar favorabil formării de sedimente cu conținut de material organic ridicat (după Fulda, din Beca și Prodan 1983).

7.2.1.2. ISTORIA TERMALĂ A BAZINELOR DE SEDIMENTARE

Evoluția bazinelor sedimentare este caracterizată, printre alți parametrii, și de variația temporală și în suprafață a fluxului termic și a gradienților de temperatură. Din punct de vedere oleogenetic regimurile termice la care este supus sedimentul organic înglobat în rocă constituie elementul cheie al transformărilor suferite respectiv determină stadiul de maturare → metamorfism al acestuia. După unii autori generarea hidrocarburilor poate începe încă de la temperaturi destul scăzute și poate continua până în faza de metamorfism organic respectiv până la temperaturi de aproximativ 200°C (Hunt, Tissot, etc.).

În aceste condiții, considerând că la nivelul bazinului

sedimentar cercetat distribuția temperaturilor se face după un gradient geotermic normal (fig. 7.2.), variația adâncimii limită de debut a metamorfismului de grad scăzut (la circa 200°C), care implică trecerea în domeniul de distrugere a hidrocarburilor, se plasează în jurul adâncimii de 8000m.

Față de cele mai sus prezentate se poate aprecia că metamorfismul regional se dezvoltă normal numai în bazinele care au suferit o subsidență importantă și în care s-au acumulat sedimente foarte groase

În alte situații metamorfismul poate fi produs de factori specifici cum ar fi: gradienți de temperatură anormal de mari, încărcare tectonică (șariaj, supraîncălecarea într-o prismă de acrețiune, stress compresional, etc.)

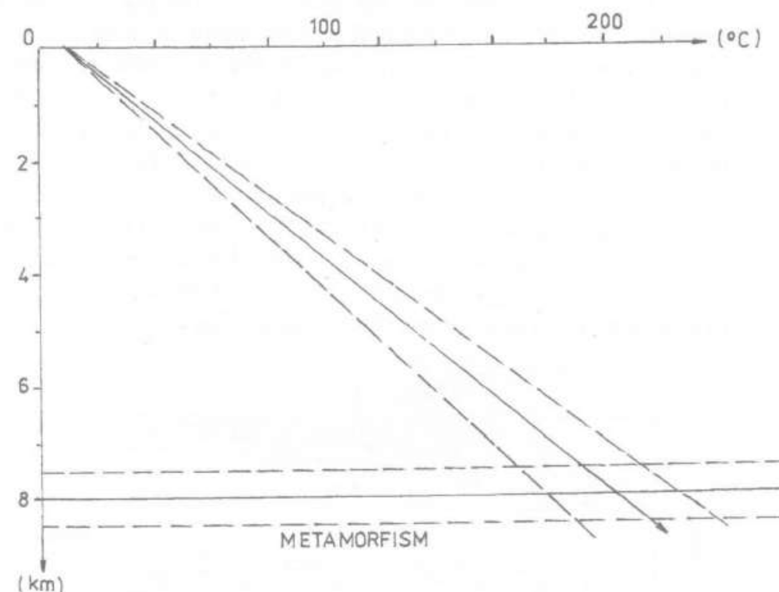


Fig.: 7.2. Limitele de variație ale temperaturii cu adâncimea în cazul unui gradient geotermic normal

Fluxul termic

Distribuția temperaturilor la nivelul bazinului sedimentar este controlată în principal de fluxul termic conductiv al crustei adânci și, în cazuri particulare, de transferul termic advectiv dat de circulația apei meteorice. De asemenea distribuția temperaturilor mai poate fi

influenţată de existenţa unor formaţiuni suprapresurizate. Istoria termală a umpluturii sedimentare a unui bazin este dependentă de ciclul (ciclurile) evoluţiei geologice a acestuia şi bineînţeles de tipul de bazin.

De exemplu bazinele de tip rift care evoluează în bazine de tip margine continentală pasivă debutează printr-o fază caracterizată de un flux termic conductiv ridicat (gradienţi de temperatură ridicaţi) urmată de o fază de răcire caracterizată prin descreşterea gradienţilor de temperatură. O astfel de situaţie este ilustrată în secţiunile din figura 7.3.

Bazinul prezentat, Baltimore Canyon (partea sudică a marginii continentale atlantice a Americii de Nord) are o umplutură groasă de sedimente, de peste 15 km., aparţinând Triasicului şi Jurasicului.

În fazele timpuri ale evoluţiei fluxul termic mai intens a generat o ridicare spre suprafaţă a izotermelor în zona de maximă îngroşare a sedimentelor, suprajacentă aliniamentului de întindere maximă (A). În timp, diminuarea fluxului termic a dus la scăderea treptată a valorilor de temperatură în raport cu adâncimea respectiv la micşorarea valorilor gradienţilor de temperatură (B).

Raportându-ne însă la temperatura de zăcământ a unei anumite formaţiuni geologice, datorită îngropării la adâncimi din ce în ce mai mari, se poate observa o creştere a valorilor de temperatură (deşii gradientul geotermic s-a micşorat) astfel că materia organică inclusă în sediment a fost maturată la diferite stadii (fig. 7.3.B).

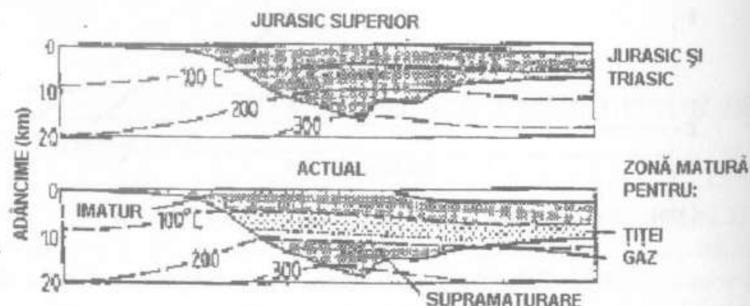


Fig.: 7.3. Distribuţia temperaturilor de formaţie în funcţie de adâncime pentru diferite momente din evoluţia bazinului sedimentar Baltimore Canyon (după Sawyer – 1984).

Îngroparea ↔ridicarea formaţiunilor

Un alt factor de importanţă majoră în evoluţia regimului termic al formaţiunilor îl constituie mişcările pe verticală la care acestea sunt supuse respectiv subsidenţa şi ridicarea (însoţită de eroziune) a umpluturii bazinului sedimentar.

Dacă o fază de subsidenţă este urmată de o ridicare şi o denudare semnificativă a unei formaţiuni sedimentare va cuprinde atât o fază de încălzire cât şi o fază de răcire.

Astfel de situaţii sunt frecvente în centurile cutate dar la acestea reconstituirea istoriei termale şi de stress a onor formaţiuni sedimentare este complexă datorită implicaţiilor tectonice. Un astfel de exemplu a fost descris de Meyer at al.(1989) pe un caz simplu din platoul Colorado din America de Nord (fig. 7.4.)

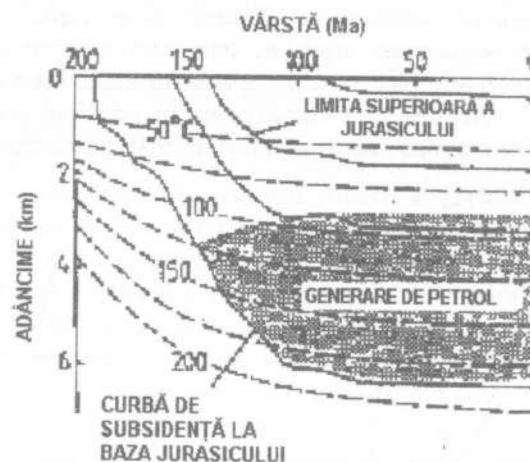


Fig.: 7.4. Evoluţia temperaturii depozitelor permiene din bazinul Colorado (după Meyer et al.- 1989).

Sedimentele permiene, după ce au fost depozitate, au fost îngropate la de la 2700m până la 4000m prin acoperire cu sedimente mai tinere. Presupunând un gradient geotermal de 30°C/1000m depozitele permiene au atinns o temperatură de 100 - 140°C. După o scurtă perioadă de nedepozitare, sedimentele din bazin au fost

ridicate şi circa 2500m din stiva sedimentară au fost erodate. Pentru a determina şi verifica temperatura maximă atinsă de sedimente au fost utilizate trei tipuri de metode:

- investigaţii de fission tracks pe apatite
- studiul incluziunilor fluide
- determinarea reflectanţei vitrinitului.

Toate cele trei metode au arătat că maximum de temperatură atins în timpul îngropării sedimentelor permiene a fost între 120°-140°C. Pornind de la aceste determinări sunt de presupus schimbări semnificative în evoluţia gradienţilor de temperatură sau efecte datorate circulaţiei apelor (meteorice şi subterane) deoarece în ultimele 65 de milioane de ani sedimentele permiene s-au răcit cu 30°C.

Suprapresiunile

În unele cazuri, pentru zone mai mult sau mai puţin extinse ale bazinelor sedimentare, datorită unor cauze de natură diferită (subcompactarea argilelor, transformări mineralogice diagenetice, mişcări tectonice etc.), pot apărea formaţiuni suprapresurizate.

Acestea sunt caracterizate în principal printr-un conţinut de fluide mai mare decât ar fi fost normal la adâncimea de zăcământ.

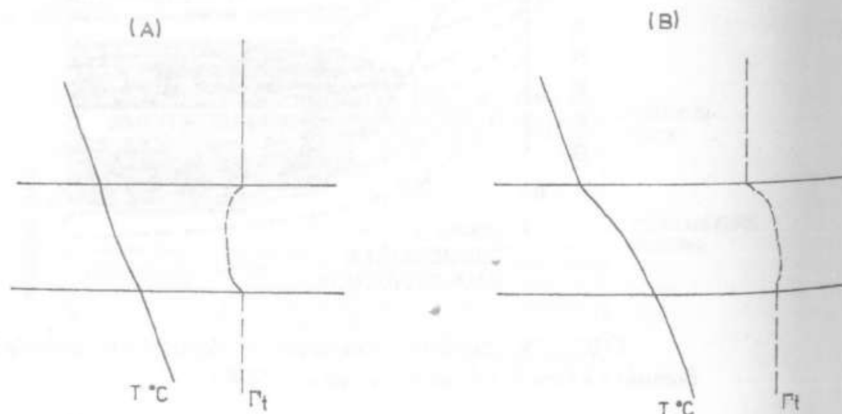


Fig.: 7.5. Influenţa formaţiunilor suprapresurizate asupra transmiterii fluxului termic pe verticală; distribuţia temperaturilor şi a gradienţilor de temperatură.
(A) – formaţiune normal presurizată;
(B) – formaţiune suprapresurizată.

Deoarece fluidele interstiţiale (în special apa) au o căldură specifică mai mare decât matricea minerală a rocilor formaţiunile suprapresurizate se comportă ca un strat izolator caracterizat de o înmagazinare suplimentară de căldură (gradient termic ridicat) şi constituie un ecran care îngreunează convecţia termică verticală (fig. 7.5.)

În aceste condiţii, mai ales când ecranul termic este consistent (de grosime mare) şi acţionează pentru o perioadă îndelungată de timp, maturarea termică a sedimentului organic, pentru formaţiunile aflate sub limita superioară (eventual zona de tranziţie) a ecranului de presiune şi temperatură, va fi mai rapidă respectiv se va facilita generarea hidrocarburilor.

Radioactivitatea

Se ştie că diferitele minerale din care sunt formate rocile pot avea un conţinut mai mare sau mai mic de elemente, izotopi, radioactivi dintre care cei mai frecvenţi sunt izotopii radioactivi de U, Th şi K.

În cazul rocilor sedimentare se poate observa o radioactivitate mai ridicată a mineralelor argiloase generată de conţinutul mai ridicat în Potasiu al acestora.

Studiile făcute asupra distribuţiei şi concentraţiei izotopilor radioactivi în raport cu volumul rocilor au evidenţiat faptul că acestea conţin în general o cantitate suficientă de material radioactiv astfel încât energia eliberată de acestea prin procesele dezintegrare nucleară este suficientă pentru a asigura transformarea sedimentului organic în hidrocarburi (Levorsen 1967).

De asemenea s-a putut constata că substanţele organice (în acest caz sedimentul organic precursor hidrocarburilor) au proprietatea de a concentra a cantitate de izotopi radioactivi cu mult mai mare decât concentraţia din mediul de provenienţă, respectiv apa bazinului sedimentar (uneori concentraţia din sedimentul organic poate fi mai mare de câteva mii de ori decât cea a mediului).

Deoarece energia proceselor radioactive este eliberată aproape integral sub formă de energie termică este evident că aceasta poate influenţa într-o oarecare măsură regimul termic la care sunt supuse formaţiunile geologice.

Trebuie menţionat totuşi faptul că perioada de timp (timpul de înjumătăţire) în care se eliberează această energie este foarte îndelungată astfel că efectele termice nu sunt atât de importante pe cât ar părea la prima vedere.

Circulația apelor

Apele de la suprafața bazinelor sedimentare se infiltrează pe adâncimi diferite (uneori de ordinul sutelor sau chiar miilor de metri) în formațiunile geologice subjacente. De asemenea, în cele mai multe cazuri, în timpul formării și îngropării sedimentelor acestea conțin cantități variabile de apă (fluide) cantonate în volumul de pori al sedimentelor→ rocilor.

Atunci când acviferul (alimentat de apele de suprafață) are o dinamică activă, mai ales când datorită aranjamentului topografic și structural al formațiunilor apare un nivel de descărcare la suprafață (fig. 7.6.), pot apărea modificări importante ale distribuției temperaturilor în raport cu adâncimea.

Într-un bazin de foreland ridicat, care coboară dinspre centura orogenică, circulația apei va avea un model ca în figura 7.6. așa cum a fost descris de Jones și Majorowicz (1987) pentru bazinul Prairies din vestul Canadei.

Sub zona de infiltrare (A) gradientul geotermal și astfel densitatea fluxului termic în partea superioară a umpluturii bazinului (sedimente mezozoice-cenozoice) este mai mic decât în stratele paleozoice de dedesubt. În aria de descărcare regională (B) temperatura crește rapid cu adâncimea în umplutura bazinului

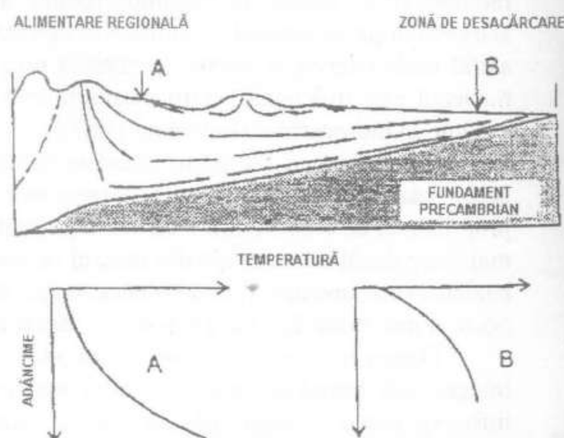


Fig.: 7.6. Circulația apei subterane și influența acesteia asupra distribuției gradientului termic în zonele de încărcare (A) și descărcare (B); Canadian Rocky Mountain (după Jones și Majorowicz – 1987, din Dinu, 1995).

Ariile locale neafectate de această redistribuire a fluxului termic la scara bazinului prin curgerea apelor subterane pot fi interesante din punct de vedere explorarii pentru petrol. Astfel de zone păstrează câmpul de temperatură inițial ceea ce indică prezența rocilor impermeabile favorabile pentru reținerea hidrocarburilor.
Un model de distribuție a temperaturilor cu adâncimea a fost calculat de Bethke (1989) pentru Bazinul Illinois, cu depozite paleozoice, influențate de circulația apelor subterane la mare distanță (fig. 7.7.).
Distribuția fluxului termic conductiv într-o masă de sedimente poate fi influențată de diferențele permeabilităților rocilor, în special pentru zonele cu relief înalt (Smitth et al.- 1989).

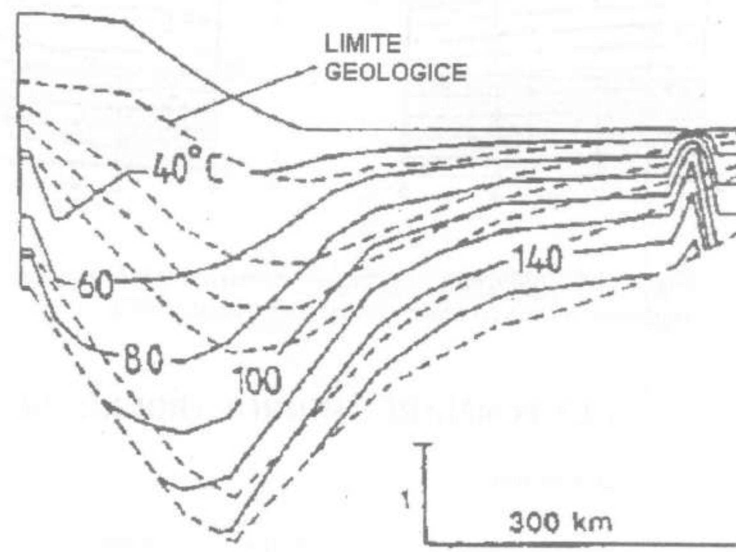


Fig.: 7.7. Perturbarea distribuției temperaturii de curgerea apelor subterane, bazinul Illnois (după Bethke – 1989, din Dinu, 1995)

Atunci când conductivitatea hidraulică este relativ mare atunci variațiile valorilor gradientului termic vor fi semnificativ influențate de circulația apei subterane.

În modelul din figura 7.8. diferența de altitudine dintre zonele de încărcare și descărcare ale apelor subterane a fost presupusă a fi

de 500m pe o distanţă de câţiva km. Dacă masa de sedimente este omogenă şi are o permeabilitate redusă liniile de flux termic conductiv sunt slab distorsionate (fig. 7.8. a). Dacă însă permeabilitatea creşte suficient de mult liniile de flux termic conductiv şi gradienţii termali sunt puternic afectaţi (fig. 7.8.b).

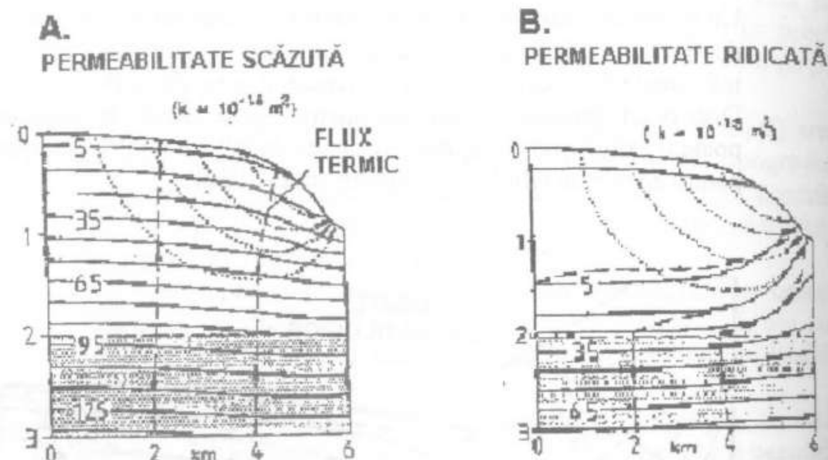


Fig.: 7.8. Influenţa variaţiilor permeabilităţii rocilor asupra regimului termic conductiv (după Smith et al. 1987).

7.2.2. FORMAREA HIDROCARBURILOR

Kerogenul

Materia organică suferă în timpul sedimentării şi îngropării o serie de transformări biochimice şi geochimice care o transformă dintr-un "biopolimer" într-un "geopolimer" numit adesea *kerogen*. Totuşi folosirea termenului de kerogen pentru cantitatea de materie organică din roci sedimentare este relativ extrapolată în sensul că în afara kerogenului propriu-zis (insolubil în soluţii apoase alcaline şi solvenţi organici obişnuiţi) materia organică transformată mai conţine o cantitate mică de componenţi organici foarte puţin sau deloc metamorfozaţi "fosile sau markeri biochimici" cât şi o cantitate de bitumene ce reprezintă fracţia solubilă în solvenţi organici (fig. 7.9).

Cantitatea de materie organică, compoziţia kerogenului şi hidrocarburile generate în diferite roci sursă este controlată de caracteristicile bazinului depoziţional (fig. 7.10). Se poate observa că în funcţie de mediul depoziţional cantitatea şi tipul de kerogen generat în timpul îngropării sedimentelor variază semnificativ în funcţie de tipul bazinului sedimentar.

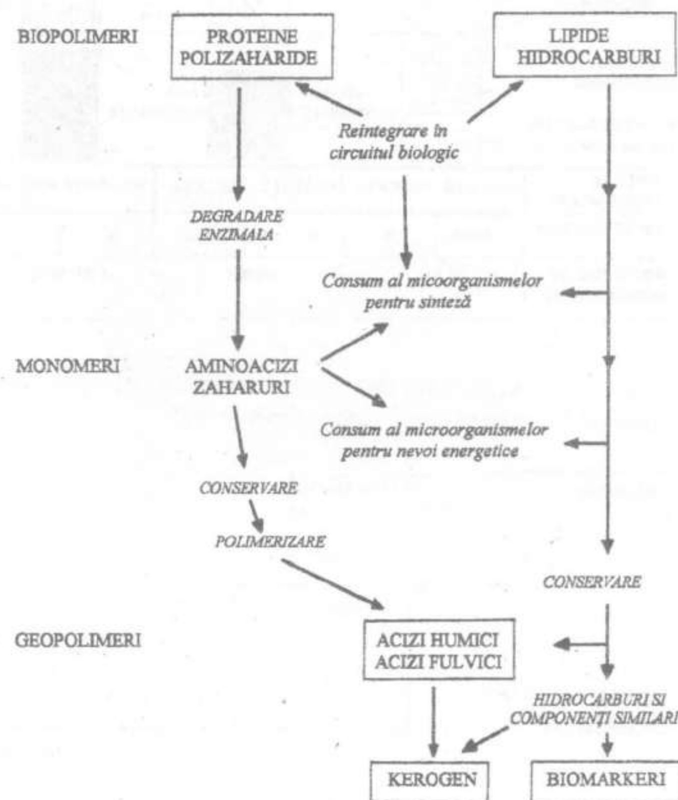


Fig.: 7.9. Transformările materiei organice în procesele de sedimentare şi diagenizare (după Espitalie şi Bordenave - 1993).

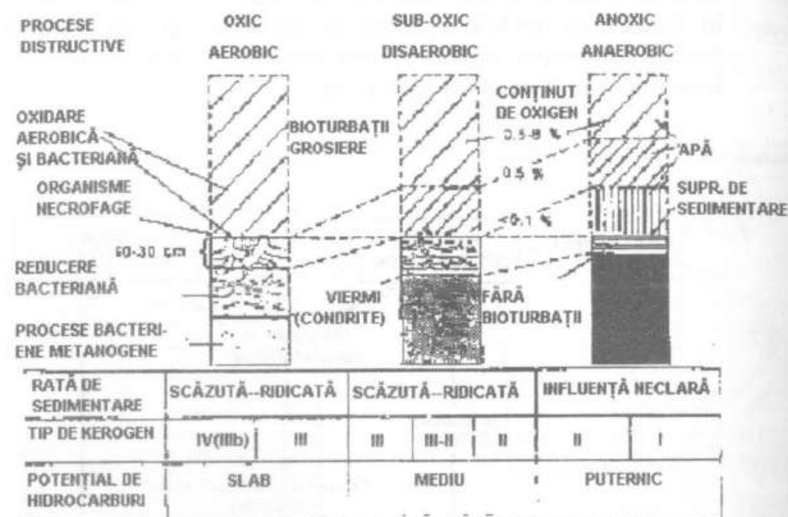


Fig.: 7.10. Dependenţa dintre caracteristicile mediului depoziţional, tipul de kerogen şi generarea hidrocarburi.

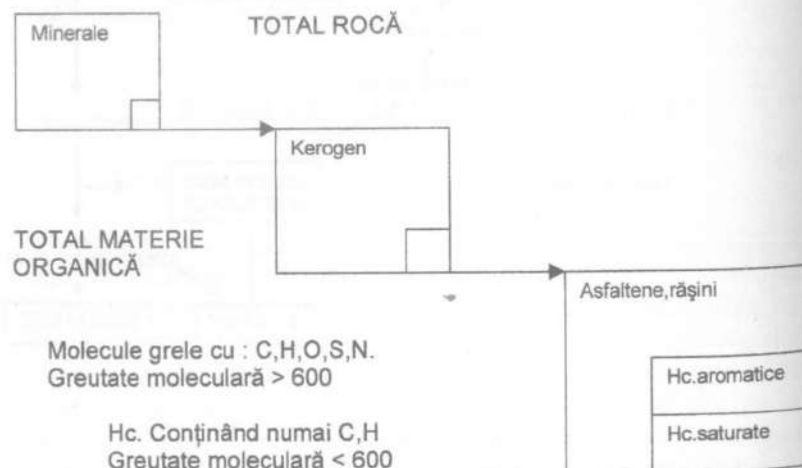


Fig.: 7.11. Compoziţia materie organice(MO) diseminate în roci (după Tissot şi Welte – 1978, din Vasiliu, 1999).

Spre deosebire de bitumenul extractibil, extrem de mobil şi ca atare întotdeauna în stare de migraţie, kerogenul este fixat în sediment (rocă), dar are capacitatea de a genera ţiţei şi gaze care să migreze. Astfel kerogenul reprezintă sursa, aproape exclusivă, a diverselor hidrocarburi care se exploatează în prezent (fig. 7.11).

Un studiu complex privind cantitatea de kerogen din rocile sursă reprezintă un instrument modern, important pentru evaluarea potenţialului de hidrocarburi. În cele ce urmează vor fi prezentate principalele tipuri de kerogen şi relaţia acestora cu mediul depoziţional.

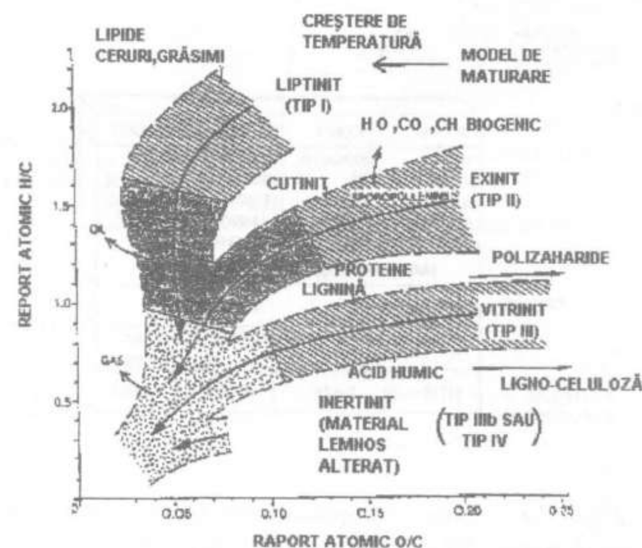


Fig.: 7.12. Tipurile de kerogen (diagramă Van Krevelen) şi căile maturizării materiei organice

Kerogenul poate fi clasificat în patru grupe principale în funcţie de tipurile macerale şi raporturile H/C; O/C (fig. 7.12., 7. 13).

1. Kerogenul de tip liptinit (I), este derivat în principal din componenţi lipidici, din material algal după o degradare bacteriană parţială, alterare prin decompoziţie, condensare şi polimerizare. Depozitele bogate în liptinite se formează în mod obişnuit în lacuri şi lagune, dar liptinitul este de asemenea un constituent important al materiei organice de origine marină. Rocile sursă bogate în liptinit

sunt potențial foarte bune generatoare de petrol (de exemplu șisturile de Green River, Eocen mediu, Wyoming).

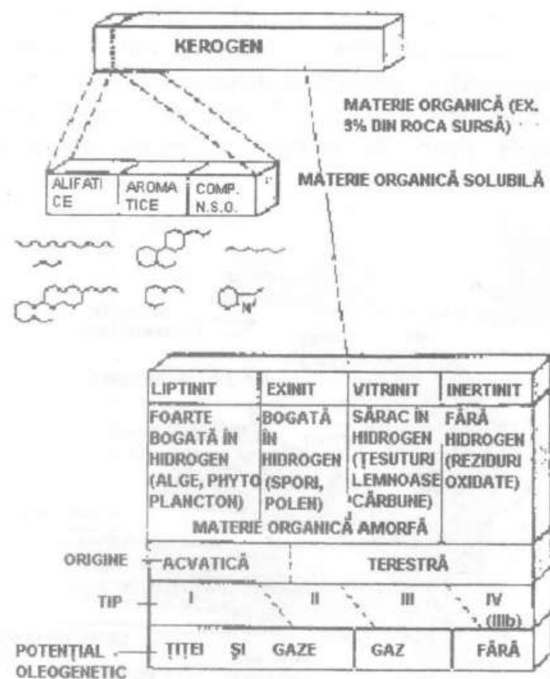


Fig.: 7.13. Materia organică din rocile sursă, tipurile de kerogen și potențialul de hidrocarburi (după Brooks et al – 1988, din Dinu, 1995).

2. Kerogenul de tip exinit (II), este derivat în principal din resturi de membrane ale plantelor, relativ rezistente, cum ar fi spori, polen, cuticule de frunze, etc. Acest tip de kerogenn deși provine din surse diferite este depus în mediu marin reducător. Ca exemplu cel mai ades sunt menționate șisturile Toarcianului inferior din bazinul Parisului.

3. Kerogenul de tip vitrinit (III), este derivat în principal din material lemnos al plantelor continentale mai mult sau mai puțin degradat. Mediul depozițional poate fi diferit, cel mai adesea de tip margine continentală sau, mai rar, de fapt pe suprafețe mai reduse, de tip lacustru. Cele mai cunoscute ocurențe sunt cele din bazinul

Douala și șisturile inferioare de Manville.

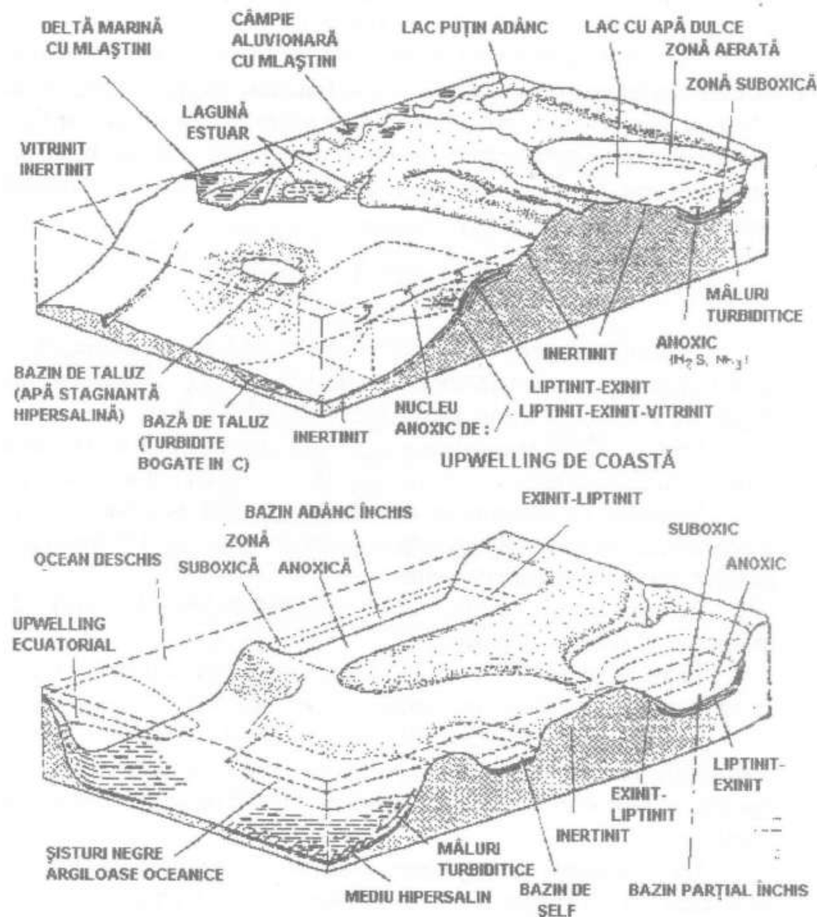


Fig.: 7.14. Reprezentarea schematică a mediilor depoziționale favorabile generării hidrocarburilor

4. Kerogenul de tip inertinit (IV sau III b), este constituit din material organic remaniat și puternic oxidat în mediu marin și/sau material de oxidare biologică din medii palude sau soluri. Potențialul petroligen al acestui tip de kerogen este practic nul.

La nivelul bazinului sedimentar, condițiile de mediu specifice, diferite de la o zonă la alta și de la o perioadă de timp la alta, cât și variația spațio-temporală a surselor și cantităților de materie organică determină o variație a tipului și abundenței kerogenului. Mediile sedimentare majore în cadrul cărora sunt generate diverse tipuri de kerogen sunt prezentate detaliat în figura 7.14.

Un exemplu elocvent îl oferă variația faciesurilor și tipurilor de kerogen în cadrul aceluiași nivel sedimentar respectiv șisturile de Chattanooga. Astfel în zona de margine a bazinului sedimentar tipul de kerogen este caracterizat de un conținut mai mic de hidrogen pentru ca spre nord (zona de larg) conținutul în hidrogen să crească semnificativ.

Generarea hidrocarburilor

Evoluția materiei organice până la stadiul de hidrocarburi și/sau cărbuni are loc în diferite stadii în funcție de istoricul de îngropare și evoluția termală a formațiunilor (fig. 7.15).

Primul stadiu de evoluție se referă la *diageneză* și se sfârșește când acizii humici extractibili sunt mai mult sau mai puțin expulzați.

În stadiul de *catageneză* o parte din kerogen este convertită în hidrocarburi. Aceasta este principala zonă de generare a țițeiului și a gazelor umede (fereastra de petrol).

În următorul stadiu, de *metageneză,* rocile sursă de hidrocarburi eliberează gazele.

În final, atunci când evoluția termală este completă, în rocile sursă rămâne, diseminat, un reziduu bogat în carbon.

În figura 7.16. este prezentată relația dintre creșterea maturității kerogenului cu temperatura, respectiv adâncimea și tipurile de hidrocarburi care se formează, pentru condițiile din marea Nordului.

La adâncimi de îngropare mici, materia organică imatură generează metan biogenic produs de fermentarea bacteriilor și mici cantități de hidrocarburi grele.

Stadiul de maturitate timpurie și medie caracterizat de temperaturi cuprinse de 60 până la 130°C sau chiar mai mult (în funcție de timpul de îngropare).În acest interval sunt mari cantități de țiței și condensat.

Zona de supra-maturare (maturare târzie) a petrolului, caracterizată prin temperaturi mari, de peste 130°C, generează hidrocarburi din ce în ce mai ușoare, până la gaze uscate.

Un parametru important pentru estimarea cantităților de hidrocarburi generate îl constituie *factorul de transformare.* Acesta reprezintă raportul procentual dintre cantitatea de hidrocarburi generate, sau posibil a fi generate în condiții favorabile de timp și temperatură (timp suficient de îndelungat temperatură mare) și cantitatea de kerogen din roca sursă.

Acesta variază în funcție de tipul de kerogen (până la 80-90% în cazul kerogenului de tip I) și de istoricul de îngropare/temperatură al bazinului sedimentar.



Fig.: 7.15. Evoluția materiei organice din momentul sedimentării, depozite de" suprafață," la zone adânc îngropate cu grad de metemorfism organic ridicat.

De asemenea, în cadrul bazinului de sedimentare, aceste valori variază destul de mult de la un loc la altul astfel că se pot observa diferențe foarte mari în ceea ce privește conservarea materiei organice și implicit în potențialul oleogenetic al sedimentelor oxice și anoxice aparținând aceluiași bazin sedimentar.

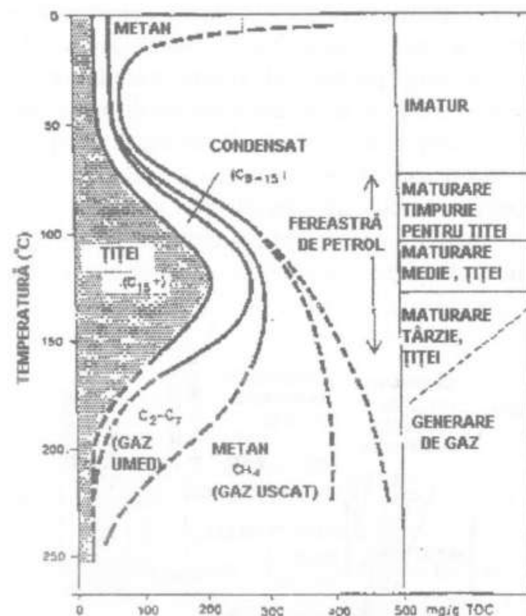


Fig.: 7.16. Generarea hidrocarburilor în relaţie cu temperatura (adâncimea de îngropare);maturizarea/generarea hidrocarburilor, pentru condiţiile din bazinul mării Nordului (după Dinu – 1995).

7.3. MIGRAŢIA PETROLULUI

Procesele prin care hidrocarburile formate în roca sursă se deplasează prin roci şi care au ca efect expulzarea şi acumularea petrolului poartă denumirea de procese de migraţie. Acestea sunt condiţionate de mai mulţi factori fizico-chimici aflaţi în strânsă legătură cu evoluţia bazinului sedimentar.

Principalii factori determinaţi de evoluţia bazinului şi care condiţionează procesele de migraţie sunt:

- sarcina litostatică;
- regimul termic;
- natura fluidelor şi a volumului de pori;
- regimul dinamic al fluidelor conţinute.

Sarcina litostatică este o consecinţă directă a istoriei de îngropare a bazinului şi a tipurilor de sedimente care se formează,

având densităţi şi regimuri de comportare diferite.

Astfel un bazin de sedimentare cu un aflux de sedimente important şi o subsidenţă activă va avea un regim de îngropare accelerat; deci creşterea sarcinii litostatice va fi rapidă.

De asemenea având în vedere densitatea diferită a tipurilor litologice (de exemplu calcarele au o densitate de aproximativ 2,7 g/cm^3 în timp ce argilele au, în funcţie de adâncime, densităţi cuprinse între 2,1 – 2,5 g/cmc) pentru aceiaşi grosime a stivei sedimentare pot apărea diferenţe semnificative ale sarcinii litostatice.

Creşterea sarcinii litostatice are ca efect compactarea sedimentelor şi implicit expulzarea fluidelor (eventual a hidrocarburilor) existente în volumul de pori al rocilor sursă.

În funcţie de adâncimea de îngropare, timpul de îngropare a sedimentelor şi de modelul litologic, grosimea şi aranjamentul unităţilor litologice, tipurile de hidrocarburi formate mecanismele de expulzare, migrare a acestora vor fi diferite (fig. 7.17.).

Atunci când compactarea se face rapid, înainte ca procesul de maturare a materiei organice la hidrocarburi să fie realizat fluidele expulzate vor conţine în special hidrocarburi gazoase şi eventual ţiţeiuri grele (până la 5 - 10° A.P.I.) aflate într-un stadiu incipient de transformare.

Atunci când subsidenţa, sedimentarea şi compactarea realizează un echilibru iar expulzarea se face mai ales după o suficientă maturare a sedimentului organic, în fereastra de petrol, vor fi expulzate diferite tipuri de ţiţei şi gaze asociate. În această fază se întrunesc condiţii favorabile generării unor importante cantităţi de petrol.

Dacă adâncimea de îngropare şi metamorfismul organic au depăşit fereastra de petrol se expulzează cantităţi din ce în ce mai mici de hidrocarburi, cu densităţi din ce în ce mai mici (gaze bogate – gaze sărace) până la încetarea expulzării în fazele de metageneză.

Un element mai puţin luat în calcul până în prezent îl constituie modelul de compactizare al rocilor suprapresurizate.

Astfel considerând o rocă sursă argiloasă, de grosime şi extindere mare supusă unei îngropări rapide expulzarea fluidelor va avea un ritm accelerat la limitele formaţiunii, ceea ce induce o compactizare→impermeabilizare a zonei limitrofe feţelor stratului (fig. 7.18.) şi blocarea căilor de expulzare a hidrocarburilor

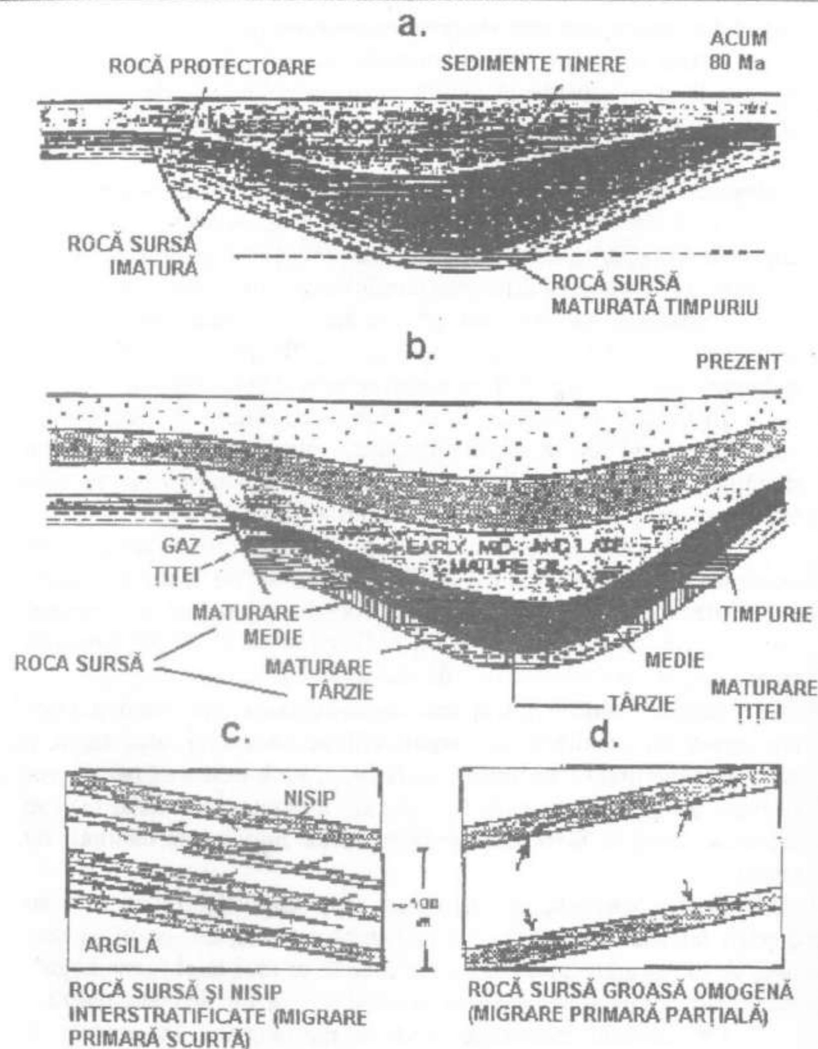


Fig.: 7.17. Maturizarea progresivă a rocilor sursă de hidrocarburi şi expulzarea petrolului în raport de creşterea subsidenţei şi a îngropării sub sedimente mai tinere:

a). – numai partea cea mai adâncă din bazin atinge stadiul de rocă sursă maturizată timpuriu cu generare de petrol greu;

b) – mare parte din rocile sursă ating diferite stadii de maturizare, sunt generate tipuri diferite de petrol;

c) ; d) – influenţa modelului litologic asupra proceselor de migraţie.

. În această situaţie hidrocarburile formate vor rămâne fixate în roca sursă generând suprapresiuni. Pe baza acestei constatări se poate considera că în general formaţiunile suprapresurizate (având gradienţi de presiune de peste 1,5 bar/10 m) sunt caracteristice zonelor în care expulzarea hidrocarburilor este deficitare şi ca atare perspectivele formării zăcămintelor de hidrocarburi sunt mai puţin favorabile.

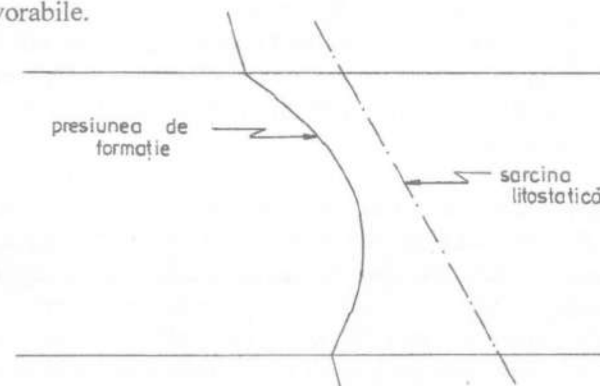


Fig.: 7.18. Subcompactarea argilelor cu grosime mare şi blocarea mecanismelor de expulzare a hidrocarburilor (după Chapman – 1976).

Regimul termic la care este supus sistemul rocă fluid este dependent de adâncimea de îngropare şi de fluxul respectiv gradientul termic specific bazinului.

Deoarece efectele temperaturii asupra sedimentului organic au fost prezentate anterior în cele ce urmează vor fi prezentate în special influenţele temperaturii asupra proceselor de migrare .

Astfel sedimentele îngropate la adâncime suficient de mare sunt expuse unor valori de temperatură ridicate ceea ce face ca starea de agitaţie termică a fluidelor conţinute în rocă să se mărească. În raport cu aceasta are loc mărirea miscibilităţii sistemului apă-petrol, mărirea mobilităţii şi volumului fluidelor ceea ce favorizează expulzarea acestora. De asemenea starea de agitaţie termică a fluidelor favorizează deplasarea acestora în cadrul rocii rezervor (migraţia secundară).

Natura fluidelor şi a volumului de pori. Tipul, cantitatea şi caracteristicile fizice ale fluidelor conţinute în porii rocilor sunt o consecinţă directă a regimului de sedimentare şi a evoluţiei bazinului sedimentar. Astfel majoritatea zăcămintelor de hidrocarburi de vârstă

sarmato-pliocenă aparţinând Platformei Moesice sunt gazeifere şi conţin apă de zăcământ cu salinitate redusă. Aceasta reflectă existenţa unui bazin lacustru şi insuficienta maturare a materiei de origine organică datorită timpului scurt de formare al acestora.

Tot condiţiilor specifice bazinului sedimentar se datorează variaţia volumului de pori al diferitelor formaţiuni, în funcţie de poziţia lor pe suprafaţa bazinului. Astfel la nivelul formaţiunilor oligocene aparţinând Zonei Cutelor Diapire se poate observa a trecere graduală de la gresii curate (de tip Kliwa), pe rama nordică a bazinului, zona litorală, spre gresii cu conţinut mai mare de argilă spre zona centrală, de larg.

Regimul dinamic al fluidelor conţinute se referă în principal la modul în care condiţiile de bazin influenţează formarea unor acvifere active care să favorizeze procesele de migraţie ale hidrocarburilor. Dacă analizăm de exemplu cazul unui bazin continental-fluvial se poate observa că variaţia condiţiilor de sedimentare în lungul bazinului a dus la formarea mai multor lentile de roci poros permeabile incluse în depozite pelitice relativ continue. In acest caz se pot forma zăcăminte delimitate litologic, cu apă de talpă inactivă.

Atunci când, la nivelul bazinului sedimentar se pot urmări niveluri stratigrafice continue, pe suprafeţe întinse, gradientul hidrodinamic influenţat de înclinarea depoziţională şi structurală poate genera tipuri diferite de zăcăminte. Astfel la nivelul flancului cutat al Avanfosei Pericarpatice, în Zona Mio-Pliocenă din Muntenia, extrapolând principiul lui Gussow la repartiţia zăcămintelor aparţinând ciclului sedimentar sarmato-pliocen se observă o trecere de la zăcăminte pur gazeifere, pentru aliniamentul sudic la zăcăminte mixte, ţiţei şi gaze, pentru aliniamentele centrale şi predominant de ţiţei pentru aliniamentele aflate în zona mai ridicată din nord.

7.4. CAPCANE; FORMAREA ZĂCĂMINTELOR

Este evident faptul că formarea capcanelor pentru hidrocarburi este o consecinţă directă a evoluţiei bazinelor de sedimentare. Dintre multiplele corelaţii existente între structura bazinului de sedimentare şi forma acumulărilor de hidrocarburi vor fi prezentate numai câteva modele mai deosebite de capcane.

Considerăm un bazin sedimentar, poliistoric, în care sunt cantonate, la diferite niveluri stratigrafice, zăcăminte de hidrocarburi, în sens restrâns (fig. 7.19.). Bazinul este caracterizat de existenţa a două cicluri sedimentare majore separate de o suprafaţă de discordanţă. De asemenea formaţiunile de sub suprafaţa de discordanţă sunt afectate de o falie normală contrară.

Dispoziţia formaţiunilor, variaţiile de porozitate şi permeabilitate, caracterul etanş ecran al faliei şi suprafeţei de discordanţă, variaţiile faciale au generat o multitudine de capcane şi implicit, acumulări de hidrocarburi.

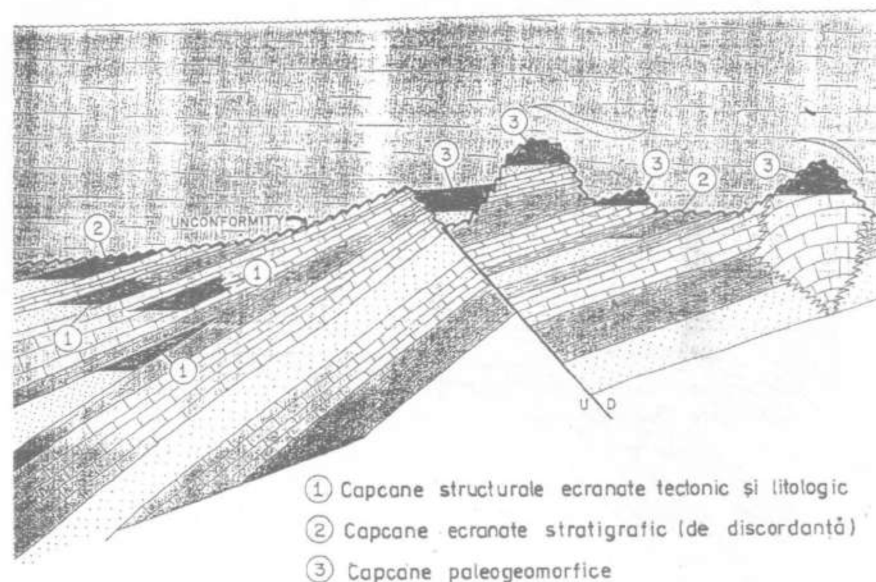
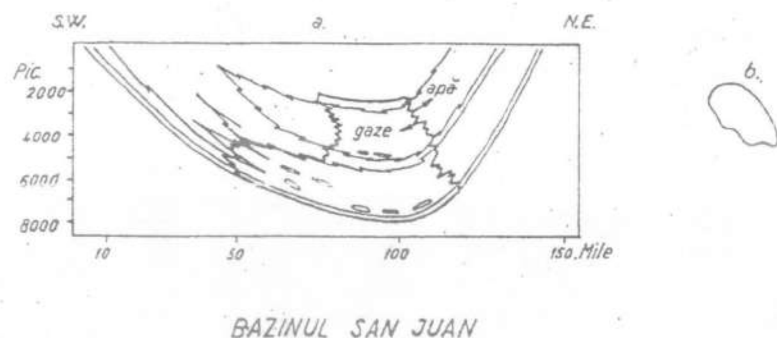


Fig.: 7.19. Dispunerea diferitelor tipuri de capcane în cadrul bazinului sedimentar (după Halbouty – 1980)

Dar nu numai structura internă (de adâncime) a bazinului sedimentar determină formarea capcanelor şi a zăcămintelor de hidrocarburi. În unele cazuri acestea sunt generate de interacţiunea dintre factorii (structura) interni şi factorii externi, de exempllu regimul hidrodinamic de suprafaţă. Astfel în figura 7.20. sunt

prezentate două tipuri de zăcăminte generate prin combinarea factorului structural-depozițional cu factorul hidrodinamic.

Rezervele de hidrocarburi, gaze, cumulate la nivelul bazinelor prezentate sunt foarte mari (zeci respectiv sute de miliarde n.m.c.) ceea ce demonstrează că și în cazul capcanelor subtile există posibilitatea formării unor zăcăminte importante de hidrocarburi.



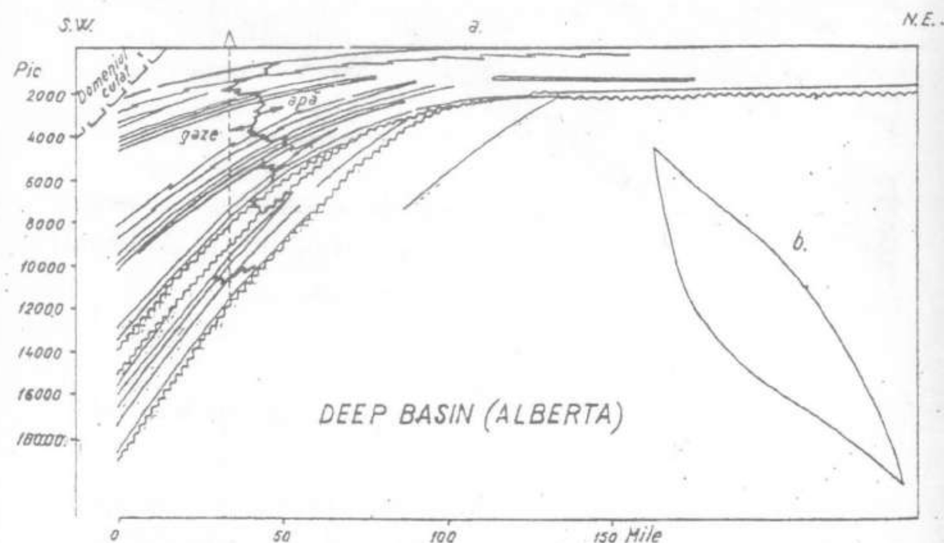


Fig.: 7.20. Capcane combinate, structural/hidrodinamice, pentru hidrocarburi (după Masters – 1979).

7.5. METODE DE EXPLORARE; SUPRAFEȚE DE PERSPECTIVĂ

Cercetarea bazinelor sedimentare în scopul evidențierii unor acumulări de hidrocarburi implică reconstituirea evoluției acestuia din momentul formării până în prezent, localizarea zonelor favorabile generării, migrării și acumulării hidrocarburilor, evidențierea eventualelor suprafețe de resurse și estimarea mărimii resursei geologice în funcție de care, pentru scenariul tehnologic-economic actual calcularea rezervelor și a rentabilității exploatării.

Este evident că datorită întinderii bazinelor sedimentare cât și relativității parametrilor de calcul estimările sunt perfectibile și, nu de puține ori, datorită datelor de intrare mai puțin exacte, rezultatele obținute pot prezenta erori semnificative.

Prospecțiuni geofizice

Prin capacitatea de a obține informații referitoare la niveluri de mare adâncime situate până la zeci sau chiar sute de kilometri în interiorul globului terestru datele prospecțiunilor geofizice constituie un element fundamental al analizei bazinelor sedimentare.

Astfel cu ajutorul metodelor gravimetrice și electrometrice pot fi puse în evidență, cu destul de multă exactitate, limitele între principalele niveluri crustale și litosferice respectiv adâncimile de interceptare ale fundamentului cristalin, bazei crustei (discontinuitatea Mohorovicici) și eventual limita litosferă rigidă/astenosferă.

Bineînțeles că pot exista erori mai mari sau mai mici legate de achiziția procesarea și interpretarea datelor, dar principial, prin aplicarea unui algoritm corect de prelucrare și interpretare acestea pot fi reduse între niște praguri de eroare acceptabile.

Un interes aparte trebuie acordat prospecțiunilor seismice care ne oferă un set de informații mult mai extins privitor la limitele dintre formațiuni, dispunerea secvențelor depoziționale la nivelul bazinului sedimentar, raporturile dintre acestea, structura de adâncime etc. În ultimele decenii performanțele tehnologice ale prospecțiunilor seismice au permis dezvoltarea unui domeniu distinct – stratigrafia seismică – domeniu care, pe baza interpretării datelor

seismice ne poate furniza informaţii complexe referitoare la evoluţia bazinelor sedimentare.

De asemenea prospecţiunile geofizice de suprafaţă ne pot oferii valori medii ale unor parametrii fizici cum ar fi: densitatea rocilor, viteza de propagare a undelor seismice, porozitatea rocilor, etc.

Lucrări de cercetare geologică şi foraje

Prin lucrările de cercetare geologică de suprafaţă pot fi puse în evidenţă o mulţime de date referitoare la dispunerea în suprafaţă a formaţiunilor, raporturile structurale dintre acestea, litologie, litofaciesuri, etc. De asemenea existenţa forajelor de adâncimi cât mai mari ne oferă posibilitatea urmăririi extinderii în adâncime a aranjamentului structural, evidenţierea limitelor reale dintre formaţiuni, determinarea parametrilor fizici ai rocilor la diferite adâncimi, etc.

Datele geofizice coroborate cu cele geologice (fig. 7.21.) ne permit reprezentarea imaginii actuale a bazinului sedimentar.

Modele de bazin

Pe baza informaţiilor obţinute prin lucrările de cercetare, aplicând metodele corespunzătoare mecanismelor de subsidenţă/sedimentare la nivelul bazinului studiat se completează imaginea evoluţiei geologice a acestuia. Începând din această fază pot fi estimate suprafeţe şi formaţiuni prezentând condiţii favorabile pentru generarea şi acumularea hidrocarburilor (fig. 7.21.).

Cercetarea geochimică

Datele geochimice obţinute pe diferite tipuri de eşantioane (probe de suprafaţă, din carote, din geofizica de sondă, etc.) ne oferă o multitudine de parametri direcţi referitori la potenţielul oleogenetic cum sunt: reflectanţa vitrinitului, conţinutul în carbon organic total, tipul de kerogen, etc. De asemenea, pe baza istoricului de îngropare al formaţiunilor se pot calcula indicii de maturare ai materiei organice şi generare a hidrocarburilor (de exemplu indicele timp/temperatură – T.T.I.) pentru volumul de rocă sursă din cadrul

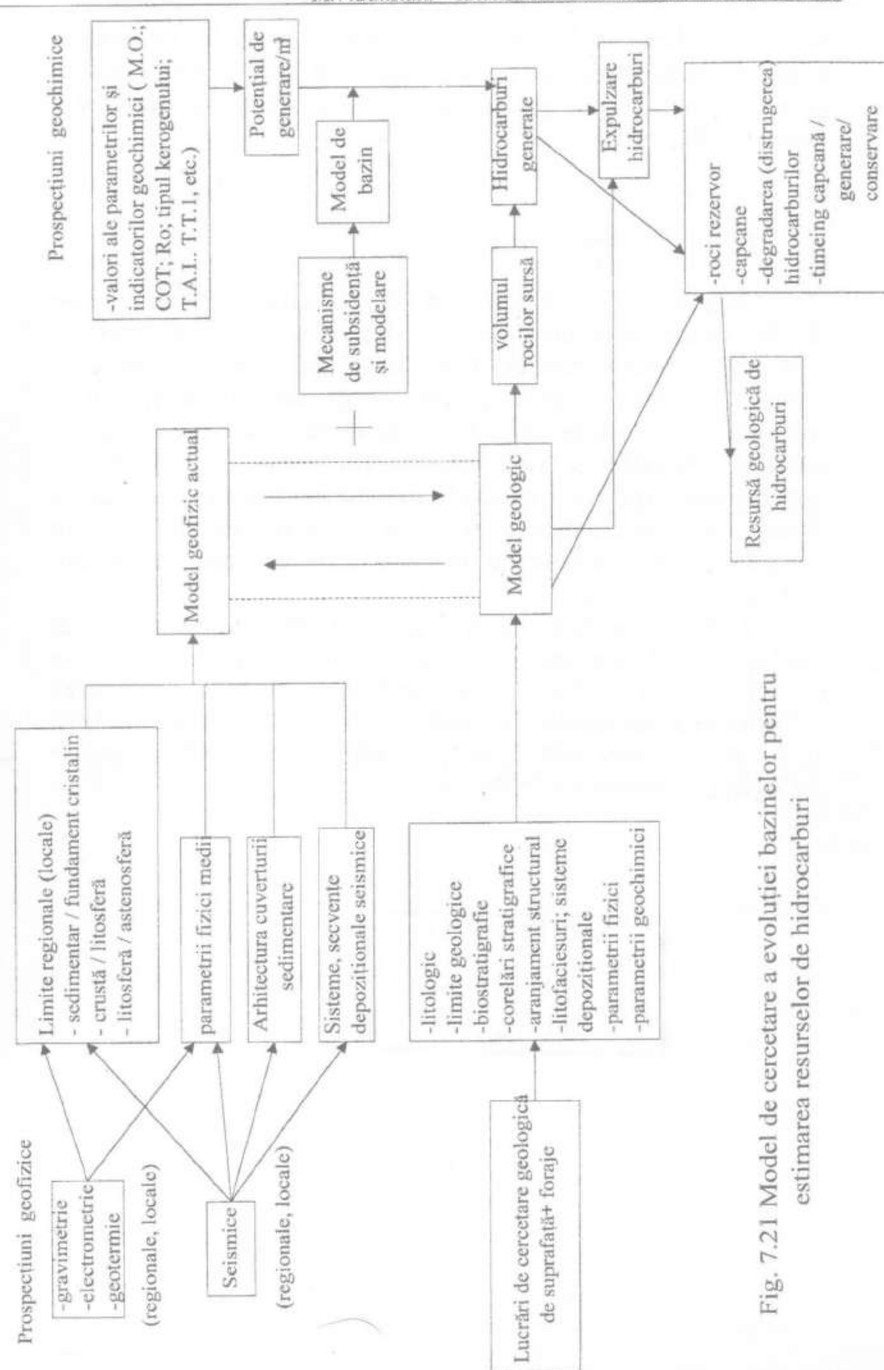


Fig. 7.21 Model de cercetare a evoluţiei bazinelor pentru estimarea resurselor de hidrocarburi

bazinului sedimentar. În acest mod se obține potențialul de generare al diferitelor tipuri de roci și, prin ponderare cu volumele calculate anterior pe baza datelor geologo-geofizice, potențialul de generare al bazinului (fig. 7.21.).

Estimarea resurselor→rezervelor

Se știe că o mare parte din hidrocarburile generate au fost distruse datorită evoluției geologice a bazinului (eroziune - oxidare, scufundare - incarbonizare). Având conturate zonele potențiale de acumulare - roci rezervor și condiții de capcană anterioare și contemporane migrației și care se mențin până în prezent - pot fi estimate volumele de rocă saturată (în proporții variabile) cu hidrocarburi. Aplicarea diverselor atribute tehnico-economice la nivelul resurselor estimate se realizează o apreciere asupra rezervelor de hidrocarburi exploatabile în momentul de față, în condiții economice favorabile.

Trebuie menționat de asemenea că în general studiile de bazin oferă o conturare grosieră a suprafețelor de resurse; pentru o estimare corectă a resurselor și rezervelor (posibilă numai pentru extinderea individuală a capcanelor, respectiv zăcământului) fiind necesare lucrări de cercetare amănunțite prin mijloace și metode specifice geologiei zăcămintelor de hidrocarburi.



BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ȘT. (1980) - Radiografia geofizică a teritoriului României; Editura Științifică și Enciclopedică, București.
2. AIRINEI ȘT. (1987) - Geotermia cu aplicații la teritoriul României; Editura Științifică și Enciclopedică, București.
3. ALLEN P. A., ALLEN G. P. - Basin Analysis. Principles and Applications; Blakwell Sci. Publ., Oxford.
4. ANASTASIU N., JIPA D. (1983) - Texturi și structuri sedimentare, Editura Tehnică, București.
5. ANASTASIU N. (1998) - Sedimetologie și petrologie sedimentară, Editura Universității, București.
6. ANGEVIVE C. L., TURCOTTE D. L. (1981) - Thermal subsidence and compaction in sedimentary basins, Application to Baltimore Canyon Through., A.A.P.G. Bull bol. 67/2, Tulsa, Ocklahoma.
7. ANGEVINE C. L., HELLER P. L., PAOLA C. (1990) - Quantitative Sedimentary Basin Modeling, Continuiny Education Course Note Series #32, A.A.P.G. Tulsa, Oklahoma.
8. BADLEY M. E., EGEBERG T., NIPEN O. (1984) - Development of the rift basis illustrated by the structural evolution of the Oseberg feature, off shore Norway. Journal of Geological Society - London.
9. BADLEY M. E. (1992) - Practical Seismic Interpretation, Badleys Publ. Co.
10. BARBU A., SALI L., STĂNESCU V., (1981) - Unele conexiuni între ocurența petrolului în România și modelele tectonicii globale, Mine, petrol și gaze nr. 8, București.
11. BATISTATU M. V. (1992)- Evaluarea potențialului de generare a hidrocarburilor în cadrul formațiunilor oligocene situate la mare adâncime în zona cutelor diapire.
12. BEAUMONT C. (1981) - Foreland basins, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society - London.
13. BECA C.; PRODAN D. - Geologia zăcămintelor de hidrocarburi, Editura Didactică și Pedagogică, București.

14. BECA C. (1992) – Zăcăminte de hidrocarburi subacvatice de pe glob, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
15. BLEAHU M. (1983) – Tectonica globală – vol. I, Editura Şt. şi Enciclopedică, Bucureşti.
16. BLEAHU M. (1989) – Tectonica globală – vol. II, Editura Şt. şi Enciclopedică, Bucureşti.
17. BORDENAVE M. L. (1993) – Applied petroleum geochemistry, Editura Techniq, Paris.
18. BOTEZATU R. (1987) – Bazele interpretării geologice a informaţiilor geofizice, Editura Tehnică, Bucureşti.
19. CHAPMAN R. E. (1976) – Petroleum geoology – a concise study, Editura Elsevier Scientific Publ. Co. Amsterdam.
20. DINU C. (1995) – Analiza cantitativă a bazinelor de sedimentare – manuscris curs – Universitatea din Bucureşti.
21. EINSELE G. (1992) – Sedimentary Basins. Evolutions, Facies and Sediment Budget, Springer – Verlag, Berlin.
22. ESPITALIE J., BORDENAVE K. L. -Aplied Petroleum Geochemistry, Edition Techniq.
23. FRUNZESCU D. (2000) – Noţiuni de sedimentologie, Editura Premier, Ploieşti.
24. GEORGESCU P., IONESCU F., HOROMNEA M., POPESCU M. – Prospecţiuni geofizice., Editura didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
25. GRASU C. (1997) – Geologie structurală, Editura Tehnică, Bucureşti.
26. HALBOUTY M. (1980) – Methods used and Experience Gained in Exploration for New Oil and Gas Fields in Highly Explored (Muture) Areas – A:A.P.G. Bull vol. 64/8 – Tulsa Ocklahoma.
27. HOBBS B., MEANS W., WILLIAMS P. (1988) – Principii de geologie structurală (traducere di limba engleză), Editura Ştiiţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
28. HUNT J. M.(1979) – Petroleum Geochemistry and Geology, Freeman Publ. Co. – San Francisco.
29. HUNT J. M. (1990) – Generation and Migration of Petroleum from Abnomally Pressured Fluid Compartments., A.A.P.G. Bull vol. 74/1 – Tulsa Ocklahoma.
30. IOSIFESCU M., MIHOC GH., THEODORESCU R. (1966) – Teoria probabilităţilor şi statistică matematică, Editura

Tehică, Bucureşti.
31. JORDAN T. E. (1981) – Thrust brads and frieland basi evolution, Cretaceous, western uited States., A.A.P.G. Bull., vol. 65/12, Tulsa, Ocklahoma.
32. LĂZĂRESCU V. (1980) – Geologie fizică, Editura Tehnică Bucureşti.
33. LEVORSEN A. A. (1967) – Geology of Petroleum (second edition), Freeman Publ. Co. San Francisco.
34. MATENCO L., BERTOTTL G. (2000) – Sin – and post – collisional SE Corporations Foreland Subsidece and slab position: an alternative to slab retuat and slab break – off models., SEG-EAGE-RSG Conference volume, Bucureşti.
35. MIALL A. D. (1986) – Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurasic record. A.A.P.G. Bull. vol 70/2 Tulsa, Ocklahoma.
36. MUTIHAC V., IONESI L. (1975) – Geologia României, Editura Tehnică, Bucureşti.
37. MUTIHAC V. (1990) – Structura geologică a teritoriului României, Editura Tehnică, Bucureşti.
38. NEGUŢ A. (1982) – Estimarea parametrilor ce caracterizează regimul termic al formaţiunilor geologice în Muntenia şi Oltenia, Teza de Doctorat, Universitatea din Bucureşti.
39. PARASCHIV D. (1979) – Platforma Moesică şi zăcămintele de hidrocarburi, Editura Academiei, Bucureşti.
40. PARASCHIV D. (2000) – Geodynamic processes at Sarmaţian – Pleistocene level of external foredup of the Carpathian Arch., SEG-EAGE-RSG, Conference Volume, Bucureşti.
41. PARKINSON N., SUMMERHAYES C. (1985) –Synchronous global sequence boundaries, A.A.P.G. Bull vol. 68/7, Tulsa, Ocklahoma.
42. PAULIUC S., DINU C. (1985) – Geologie structurală, Editura Tehnică Bucureşti.
43. PAYTON C. (1977) – Seismic Stratigraphy – Applications to Hidrocarbon Exploration, A.A.P.G. Memoir 26, Tulsa, Ocklahoma.
44. PERRODON A. (1977) – Concept, modeles et logique des basines sédimentaires, Bull centr. Rech. Explor. – Prod.

Elf Aquilaine, 1/1 Pan.
45. PERRODON A. (1990) – Bazine sedimentare, provicii petrolifere şi tectonica globală. Bul. St. I. P. G. G. vol. XX nr. 3.
46. READING H. G. (1978) – Sedimentary Enviroments and Facies, Blackwell Scientific Publ. – Oxford.
47. READING H. G., RICHARDS M. (1994) – Turbidites System in Deep – Water Basin Margins Clasified by Grain Size and Feeder System, A.A.P.G. Bull vol. 78/5, Tulsa Ocklahoma.
48. ROYDEN H. L., BURCHFIEL B. C. (1988) – Thrust belt styles and plate boudary processes A.A.P.G. – Memories, vol. 45 – Tulsa, Ocklahoma.
49. SĂNDULESCU M. (1983) – Le problème de la marge continentale européene, An. Inst. Geol. şi Geof. LX Tectonique, Bucureşti.
50. SĂNDULESCU M. (1984) – Geotectonica României, Editura Tehnică, Bucureşti.
51. SHERIFF R. E. (1982) – Structural interpretation of seismic data. A.A.P.G. Continuing Education Series 23, Tulsa.
52. STĂNESCU V. (1993) – Zăcăminte de petrol (vol. 1 – 3), multiplical, Universitatea din Bucureşti.
53. STRAHLER A. N. (1973) – Geografia Fizică (traducere din limba engleză), Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
54. STOCKMAL, G. S., BEAUMONT C., BOUTILIER R. (1986) – Geodynamic models of convergent margin tectonics. Transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for foreland basin development., A.A.P.G. Bull vol. 70/2, Tulsa, Ocklahoma.
55. TISSOT B. P., PELET R., UNGERER P. H. (1987) – Thermal History of Sedimetary Basins, Maturation Idices and Kinetics of Oil ad Gas Generation. A. A. P. G. Bull., vol. 71/12, Tulsa, Ocklahoma.
56. VAIL P., MITCHUM R., THOMSON S. (1977) – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, AAPG Bull., 26, Tulsa.
57. VAN HINTE J. E. (1978) – Geohistory analysis – Application of micropaleontology in exploration geology. A.A.P.G. Bull vol. 62/2, Tulsa, Ocklahoma.
58. VASILIU V. E. (1999) – Geochimia petrolului, Universitatea Petrol – Gaze Ploieşti.

59. WAPLES D. W. (1980) – Simple method for oil surce bed evalution, A.A.P.G. Bull, vol. 64/2, Tulsa, Ocklahoma.
60. WILGUS CH. K. et. al. – Sea Level Changes. An Integrated Approach, SEPM Special Publ. 42, Tulsa, Ocklahoma.
61. ZIEGLER P. (1994) – Seismostratigraphic Principles of Basi Analysis (short course), Uiversitatea Bucureşti.